

中国科学院新疆综合考察队	
卷号	01776
分类号	58.工

京

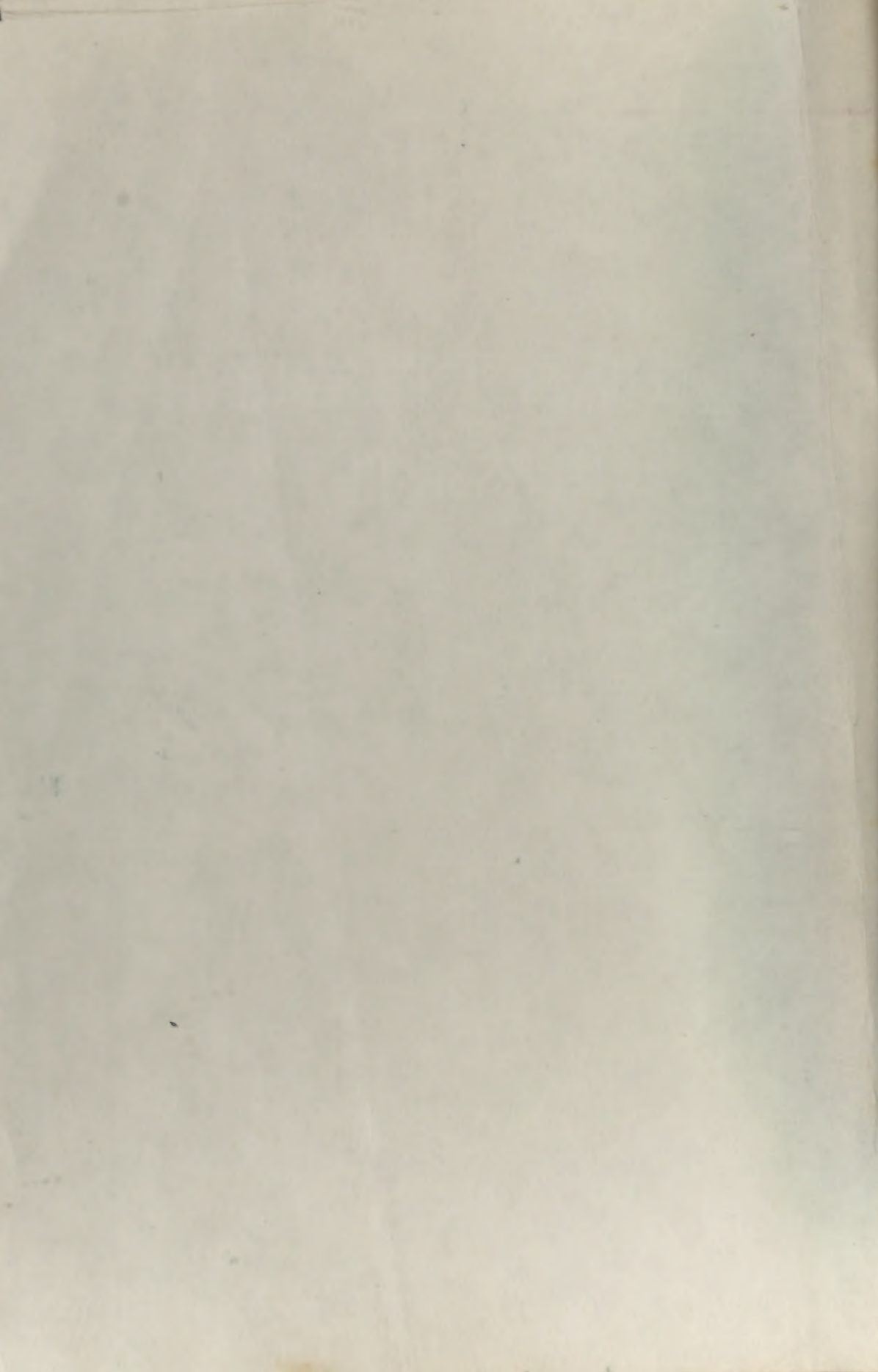
中国科学院新疆综合考察队
苏联科学院地理研究所

新疆维吾尔自治区的 自然条件

(论文集)

科学出版社





57.182
144

中国科学院新疆综合考察队
苏联科学院地理研究所

新疆维吾尔自治区的自然条件

(论文集)

Д. М. 穆尔札也夫 周立三 主编

复 6060022
3555

科学出版社

1959

中科院植物所图书馆



S0045741

45741

內 容 簡 介

本論文集系中国科学院新疆綜合考察队中苏专家及青年科学工作者在考察过程中的部分研究成果,是中苏科学协作的友誼結晶,本集共有十五篇論文,对新疆維吾尔自治区的自然条件較全面的作了闡述,其內容主要包括下述几个方面:

(1) 对塔里木盆地北部以綜合自然地理的观点加以概述,并进一步揭露盆地內部区域的差別。

(2) 对中国境内天山冰期加以探討,根据实証提出了天山冰期划分的新見解;闡述了天山的水文与地下水的实質与規律,这对編制水利开发规划具有重要的参考价值。

(3) 新疆河道的变迁与湖泊的形成、演变,是一个众所矚目的科学問題,本論文集中,对塔里木河中游河道的变迁与博斯騰湖及其将来,作了极有意义的描述和分析。

(4) 新疆的土地資源是比較巨大的,如何合理开发利用这些土地,是很重要的一个科学研究任务。对北疆土壤形成条件和土壤类型的分析,以及对南疆盐漬土的研究及其改良的意見,可提供当前开荒垦殖的参考。

(5) 最后,还論述了新疆植被的某些生态地理規律、基本类型、建群組成以及主要植物羣系的生态地理特征与演替規律,并对有代表性的荒漠河岸林与山地森林加以科学分析与描述。

新疆維吾尔自治区的自然条件 (論 文 集)

編 者	中国科学院新疆綜合考察队 苏联科学院地理研究所
出版者	科 学 出 版 社 北京朝陽門大街117号 北京市书刊出版业营业登記證出字第061号
印刷者	中 国 科 学 院 印 刷 厂
总經售	新 华 书 店

1959年12月第 一 版	书号:2029 字数:300,000
1959年12月第一次印刷	开本:787×1092 1/16
(京) 0001—2,500	印张:13 插页:14

定价:2.45元

前 言

新疆维吾尔自治区几乎占了全国六分之一的土地,是我国面积最大的一个省区,自然资源极为丰富,不仅具有发展农、林、牧业的优越条件,而且还有发展工矿业巨大潜力。但在长期的历史时代里,一直是受反动统治压迫,加以地理位置僻远,造成生产落后,经济很不发达的地区。

自从新疆解放以后,建立了人民政权,十年以来,经过积极恢复和发展,国民经济的各部门起了极为显著的变化。1958年工农业总产值就比1949年增长近五倍。耕地面积在同时期内也扩大了一倍。特别是国营农场成群的建立,在很短的时间内,使南、北疆山前平原许多荒无人烟的戈壁草滩变成了几十万公顷的良田。工矿事业方面,如石油等开采都居全国重要地位。这种飞跃的发展正在不断地前进着。

但是我们必须指出,新疆的自然条件是很复杂的,它既具有有利的一面,同时也存在着不利的一面,象荒漠戈壁面积大,气候异常干旱,寒暑极端,蒸发渗漏强盛,春旱夏洪,风沙强烈,土壤盐渍化等等都是发展生产上形成不利的条件。因此,今天和未来的开发过程中会遇到不少困难,在大规模社会主义建设时代里,如何利用和改造自然无疑将成为科学研究的重大任务。

为了要查明新疆自然条件的分布规律,研究合理利用自然资源和生产力配置,以提供国民经济远景发展计划的科学依据和论证。1956年中国科学院开始组织了新疆综合考察工作,并列为国家十二年科学技术发展远景规划的任务。同时又获得了苏联科学院的大力帮助,以地理学家 Э. М. 穆尔札也夫(Мурзаев)教授为首的许多苏联科学家来新疆共同参加考察,因此,这个考察工作也是中苏两国科学院科学合作的一个项目。

考察队鉴于新疆面积辽阔,研究对象又很复杂,所以根据组成的专业,首先着重以农、林、牧、水利为中心的自然条件和资源合理利用及生产力配置作为考察队的主要任务。

新疆由于深处亚洲内陆的地理位置,四周环列的崇高山系和被它包围的大小盆地,在漫长的自然地理发展过程中,使它具有独特而复杂的自然条件。探索这些自然条件的形成规律,研究其特征,不仅具有科学上的价值,而且有巨大的实践意义。

毫无疑问,如果要使这个干旱地带的自然条件与自然资源获得充分利用,特别是那些不利的自然破坏力引导到另一方面,即转而为社会造福,那首先要深刻地认识自然,掌握了它们的规律,才有可能进一步加以利用。这个论文集集中所探讨的问题,也就是三年来在我们考察过程中,对新疆自然条件的某些特征和规律,作了初步的科学论证。

就总的自然特征来说,新疆是一个极端干旱的荒漠和半荒漠地带,它西与中央亚细亚、东与蒙古荒漠的自然地带相联系。一方面由于新疆处在中间的地理位置,在某些方面,特

別是北疆具有过渡性的自然特征。同时在本自治区内部,因为地质构造,山脉走向、坡向,地势高低,地面物质以及水量、热量变化等不同,南疆和北疆各有它的荒漠景观形成历史。Э. М. 穆尔札也夫的塔里木盆地北部自然地理概述及其分区,即以综合自然地理观点,与邻近新疆的苏联费尔干盆地作了比较,并进一步揭露盆地内部区域差别,对自然区划提供给我们以新的认识。

Б. А. 费道罗维奇 (Федорович)、严欽尚对中国境内天山冰期的探讨,关于天山冰期划分,在学术界是久经争论的问题,他们在天山南北坡经过多次的实地观察,根据实证提出了新的见解。

在干旱地区对水利资源的发掘与利用,往往成为土地开发最重要的条件,但是新疆过去对地表径流形成、散失、补给类型,地表水与地下水的转换关系,以及地下水的形成条件,分布规律,几乎都从未作过较深入的研究,因此,Н. Т. 庫茲涅佐夫 (Кузнецов)、В. Н. 庫宁 (Кунин) 等论文,对我国天山的水文与水文地质作了创造性的探讨,不仅阐明了不同地区水文与地下水的实质与规律,而且对编制水利开发规划亦有重要的参考价值。

此外,新疆河道的变迁与湖泊的形成演变,是久为世界瞩目的科学问题。根据 1958 年的实地考察,周廷儒与赵济对塔里木中游河道;Н. Т. 庫茲涅佐夫与 Э. М. 穆尔札也夫对博斯腾湖都作了极有意义的描述和分析。并提出新的资料 and 见解,对今后改造和利用这些河湖也具有一定的实际意义。

新疆的土地资源是比较巨大的,这一方面由于山前平原和冲积平原的面积较广,同时垦殖指数很低,所以有大量荒地可供开拓。但是必须指出,由于内陆盆地长期的积盐过程,不仅土壤盐渍化普遍存在,而且含盐量之高也是世界上少有的,特别农业开发历史较久的南疆塔里木盆地,凡含盐较轻,地下水位较低,地形部位又利于排洩的土地,几乎全为旧灌区所占有,因此可垦荒地表层含盐量达 10—20% 是极为常见的。如何合理利用开发这些大量盐渍化的土地资源,就成为今天很重要的科学研究任务,事实上解放后大面积开荒的实践中也证明着这个亟待解决的问题。В. А. 諾辛 (Носин) 的论文,根据北疆土壤形成条件和土壤资料的分析,确定了灰棕色荒漠土是准噶尔盆地的地带性土类,这对于建立新疆土壤分类系统奠定了一个重要基础。关于 И. К. 平斯柯依 (Пенской)、Г. В. 扎哈里英娜 (Захарына) 及石元春等的文章,主要都是对南疆盐渍土的形成、分布特征详细阐明,并提出了具体改良的意见和措施,这不仅对新疆盐渍土各种类型作了深入的科学研究,而且针对当前开荒垦殖具有指导意义。

植物资源是我们考察研究的另一个方面,А. А. 尤納托夫 (Юнатов) 的论新疆植被的某些生态地理规律,对植物环境条件、基本类型、建群组成以及主要植物群系的生态地理特征与演替规律作了有系统而详尽的阐述,为我国荒漠地带的地植物学研究增加了新的一页。至于秦仁昌与张新时两文,分别对有代表性的平原河岸林与山地森林加以科学分析和描述,无论对科学资料的积累和森林资源的开采利用,都具有一定参考价值的。

这个论文集虽然只是我们考察的部分成果,但已标志了中苏科学家协作的友谊结晶,

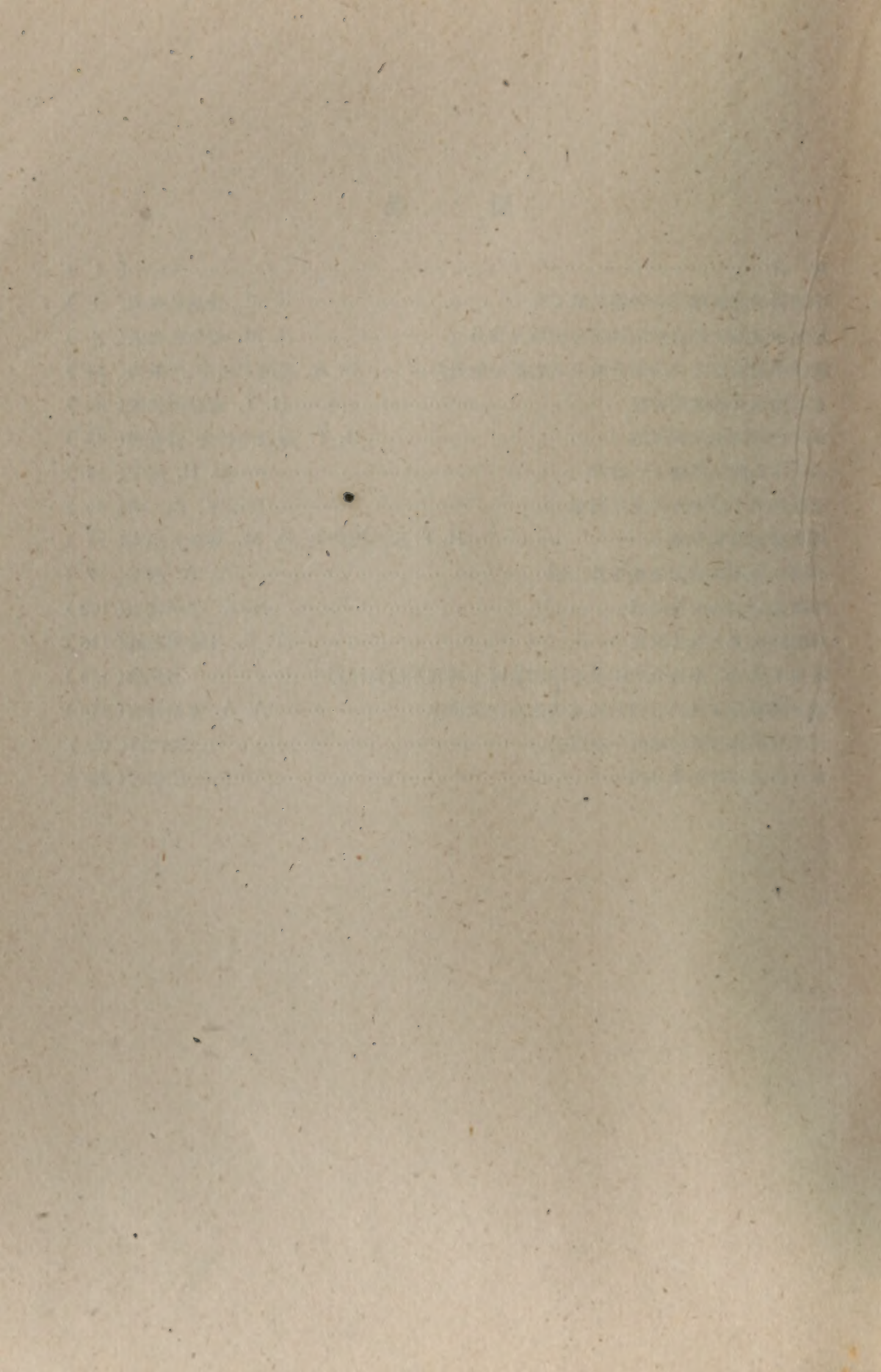
特別是苏联作者們都是对中亚或中部亚洲从事多年科学研究的著名学者，以他們丰富的学識經驗，在一起工作过程中，不論对科学理論，生产实践以及培养青年干部等各方面，都給我們以很大帮助和指导，特此表示感謝。現在把我們共同研究的初步成果集納成一个文集，在我国建国第十週年交付出版更有深厚的紀念意义。

周立三

1959年10月

目 录

前 言	(i)
中国科学院新疆綜合考察队的工作	Э. М. 穆尔札也夫(1)
塔里木盆地北部自然地理特征概述及其分区	Э. М. 穆尔札也夫(4)
关于中国境内天山冰期次数及其性质的新資料	Б. А. 費道罗維奇、严欽尚(14)
东天山水文的某些特征	Н. Т. 庫茲涅佐夫(32)
东天山河流水化学概述	Н. Т. 庫茲涅佐夫、湯奇成(43)
东天山山前平原地下水簡評	В. Н. 庫宁(48)
南疆塔里木河中游的变迁問題	周廷儒、赵 济(60)
博斯騰湖及其将来	Н. Т. 庫茲涅佐夫、Э. М. 穆尔札也夫(75)
准噶尔盆地西南部的地带性土壤	В. А. 諾辛(87)
新疆盐漬土的改良問題	И. К. 平斯柯依(102)
南疆的盐漬土及其改良	Г. В. 扎哈里英娜(116)
塔里木盆地北部盐分的积聚規律和盐漬土的利用改良問題	石元春(130)
論新疆維吾尔自治区植被的某些生态地理規律	А. А. 尤納托夫(150)
关于胡楊林与灰楊林的一些問題	秦仁昌(173)
东天山森林的地理分布	张新时(201)



中国科学院新疆綜合考察队的工作

Э. М. 穆尔札也夫

尽管中亚細亚与亚洲中部及其居民早已为科学界所熟悉,但迄至十九世紀中叶,在这方面的知識还是肤浅的。近百年来的一些旅行及各种調查提出了某些系統化的科学資料,可以說明这个西起里海、东至大兴安岭广大內陆地区的自然条件所具有的一般規律。近30年来对于亚洲干旱土地的研究,已作出了很大的成就,这首先系指苏联的中亚細亚及哈薩克斯坦,目前对这些地区的研究比較深入,从而更全面更好地利用这些地区的自然資源,扩大綠洲的范围并相应地縮小荒漠的面积也有了可能。这些地区的矿藏(煤气、石油、某些非金属矿产)及植物資源已被扩大开采,用以滿足国民經济的需要。

荒漠及半荒漠地帶的伸延超越了苏联的境界以外——蒙古人民共和国及中华人民共和国。

最近25年来,在蒙古人民共和国境内戈壁部分順利地进行了一系列有意义的考察。由于国家及人民革命党对科学的领导,从而保证了这些考察工作的計划性及方向性,展开了对自然資源及自然条件的巨大綜合研究,闡明了自然界的极有意义的規律、闡明了蒙古人民共和国境内戈壁的自然地理特征,并指出了它的現代荒漠景观形成的历史。

1949年在亚洲成立了新的強大的社会主义国家——中华人民共和国。近十年来,由于中国的經济与文化的发展及由于工业与农业的需要,使所有一切科学部門都获得相应的发展。国家生产力的扩大与干旱地帶自然条件的研究、荒漠及半荒漠自然資源及其經济开发潛力的查明紧密地联系着。

在开头的一些年代里,这种研究已經作出了巨大的成就。在准噶尔、塔里木盆地、柴达木、祁連山的山前平原发现了最丰富的石油矿产。在这些地区以及內蒙古自治区具有鉄矿、有色金属、各种盐类以及其他很多重要矿产。同时,需要指出,中国的干旱土地占着广大的面积,而人口卻相当稀少,可是从整个中国来說是拥有很高的人口密度,这对其西部——西藏、內蒙古自治区及新疆維吾尔自治区的开垦新土地方面,具有很大的可能性。

中国科学院为了有計划的全面的調查研究中国西部及西北部干旱省区,組織了一些規模較大的綜合考察队:新疆队、甘青队,并計划即将建立的西藏及內蒙古队。

新疆維吾尔自治区是中华人民共和国西部的一个大行政区,它与苏联中亚細亚的荒漠同位于內陆荒漠地帶。綠洲型的居民分布是新疆的特点;綠洲主要分布在河流由山地流出平原之处。自古以来,这个区域是以农业为主(1949年工业产值比重为1.26%)。解放后几年来,由于全中国工业的迅速发展,使得这个地区在最近的将来将成为工农业发达

的地区,通过提高单位面积产量并开垦新的土地,将更促进该地区农业生产的发展。

新疆荒地的利用是存在着一定困难的,因此,对进行开荒地区的自然条件及资源的调查是很需要的。荒漠中的农业完全依靠灌溉,灌溉要求寻觅新的水源并需查明将水输送到田间的可能性,这种情况使得荒地的开发趋于复杂化。在地下水位较高的土地上进行灌溉,就易引起已开垦土地的次生盐渍化。

新疆综合考察队于1956年开始在自治区的北部——阿尔泰、额尔齐斯河流域及准噶尔平原玛纳斯河的一部份流域上进行考察。1957年考察队扩大了工作范围,主要的目的在于为了扩大农业生产,调查并研究自然条件及资源;为此组织了10个组:地貌、水文地质、水文、植物、土壤、新构造、经济地理、农业、畜牧、昆虫。在准噶尔盆地、伊犁河流域、塔城盆地进行了路线的和半定位的野外考察。在水量丰富的由天山流入准噶尔荒漠的玛纳斯河流域进行了详尽的考察。由于玛纳斯河丰富的贮备水量可以在其流域内扩大灌溉土地面积。因此,考察队对玛纳斯河及其支流与注入湖泊的整个流域,进行了土壤、植被、地形、水文的考察,调查了农业垦区的水文地质条件及地下水贮量,并研究了该地区的经济条件。这样的综合考察工作需要完成巨大的路线调查:既包括玛纳斯河流域的山区(在这里个别组攀登了补给河流的冰川边缘);又包括玛纳斯河流入的沙漠与湖泊的荒漠边缘。

这些路线考察可以查明由山脊至荒漠中心自然条件变化的规律、山前平原景观的更替,并指出土壤、植被带,以资对自然条件进行比较和评价,这不仅为了总结理论,也为了要把这些理论应用于实际。

对准噶尔湖泊的观察是很有趣的,其中的三个湖泊——艾比、艾里克、依舍哈克,按最低的估算每年蒸发散失3—3.5立方公里的水量。这个水量在合理利用的情况下,可以灌溉100万公顷麦田。必须把补给这些湖的水量,加以截获、保存并充分利用,从而使这些湖干涸,因为这些湖泊的大面积蒸发对人类毫无裨益。

考察队对准噶尔考察地区进行了地貌、地植物、土壤及一部分水文地质的制图工作。

1958年新疆综合考察队转移到新疆维吾尔自治区的南部进行工作,即在:天山南坡、吐鲁番盆地、博斯腾湖盆地及塔里木平原。在这个广大的地区内进行了很多路线考察并在各别地区建立了半定位考察。这一年的工作项目包括了对盐渍土的土壤改良调查,这里系指天山山间盆地及塔里木平原土地矿化的特征。

1958年除了新构造研究组以外,前一年的各组仍继续进行工作,昆虫组扩大了考察项目,成为动物组,因为必需研究农作物的害虫,昆虫问题在该组仍具有主要意义。

这次考察的主要问题是:(一)开都河水的利用并断绝博斯腾淡水湖,因为这个湖是个无益的蒸发器,每年蒸发散失的水量为1.4立方公里;(二)塔里木河谷地及其径流的利用问题,以便在此地建立巨大的农耕基地。由于要解决这些问题发生了一系列引起考察队科学工作人员注意的复杂的水文、水文地质、水利工程、土壤改良及经济问题。

熟悉苏联境内荒漠地带自然条件的苏联科学家于1957—1958年应中国科学院邀请,参加了新疆综合考察队的工作。两国科学院的工作人员在考察队的某些组内对新疆维吾尔

尔自治区进行了野外考察，从而使得双方經常能够接触互相交流經驗和意見。他們共同走过了許多公里的山地和荒漠，在工作过程中双方建立了非常融洽的友誼。

这本文集部分地反映了这一考察工作，它的出版是經過了中国科学院新疆綜合考察队领导的許可。大部份文章論述了新疆的自然条件和过程的特点，即具有許多特性而为亚洲中部其他地区所沒有的自然地理綜合体。H. T. 庫茲涅佐夫与湯奇成、B. H. 庫宁、Э. M. 穆尔札也夫、B. A. 諾辛、Б. A. 費道羅維奇与严欽尚、A. A. 尤納托夫的論文是属于上述性質的，說明自然地理条件、地面径流与地下水的形成、土壤及植被的規律，某些地貌特征、新疆維吾尔自治区各別巨大荒漠地区过去的古地理阶段。

在 Г. B. 札哈里英娜及 И. K. 平斯柯依的論文里，反映了南疆主要是塔里木及叶尔羌河谷地冲积平原的土壤改良和灌区水文地質的考察。

本論文集的作者們尚在新疆綜合考察队繼續进行野外工作，因此，他們拟于将来的出版物中，对本书的材料加以补充，并論述新的題目。这个任务引人入胜而且是重要的，因为在新疆野外考察的基础上所获得的新穎材料是对于亚洲中部一个地区認識的貢獻；目前这个地区的研究程度較之邻近它的中国内地以及苏联的中亚細亚或哈薩克斯坦是远为不够的。

新疆綜合考察队受到新疆維吾尔自治区领导机关的全力支持，并在中国科学院綜合考察委员会的领导下进行工作。苏联科学家能在这个对自然科学家非常感兴趣的新疆地区工作是很滿意的，解答新疆独特的自然之謎是引人入胜的，也是重要的任务，这项任务的完成是有助于中国科学与經濟的发展。

在新疆綜合考察队的中苏工作人員們是在长久合作相互帮助的友誼气氛中进行共同的考察，这显著地表示出中苏科学家之間的密切友誼。

(張傳銘 譯)

塔里木盆地北部自然地理特征概述及其分区

Э. М. 穆尔札也夫

塔里木盆地是亚洲中部一个广阔的内陆封闭区域，四周为巍峨的天山和昆仑山系所包围。在漫长的地质年代里，这些山脉的隆起与破坏是造成各个山间盆地和塔里木盆地内巨厚的大陆堆积层的原因，这里第四纪疏松沉积物的厚度看来可能超过 1,000 米。这个搬运和堆积过程在我们的时代仍然继续进行着。

塔里木盆地的内陆流域性及其内部物质的再分布微弱(其中包括盐分的再分布)就决定了极度干旱地区所特有的现代堆积作用和沉积作用。在这个意义上说塔里木盆地是一个封闭的地球化学区，其各种自然地理过程的发展在很大程度上是脱离邻近地区孤立地进行的。

也许可以轻易地把塔里木盆地与费尔干纳盆地看做为相互类似的地区，因为它们之间似乎有相同的外部地貌标志，相互邻近，并且具有相似的古地理特点，然而一系列的重要特征是与这种愿望有着极大矛盾的。

首先必须指出，费尔干纳盆地因有锡尔河的排洩而为外流盆地，而塔里木盆地在水文地理方面是完全封闭的盆地，这就决定了现代沉积作用的各不相同的性质。

其次，盆地本身及其周围山脉大小不同，这就使得在这两个地区所发生的自然地理、地质和地球化学作用在数量上具有不同的规模，并在塔里木盆地造成了许多极其广阔的冲积平原，造成了巨大的塔克拉玛干沙漠和矿物盐类的丰富蕴藏。

第三个特点是这两个盆地的高度不同。费尔干纳盆地底部位在海拔 300—500 米的高度上，而塔里木盆地却升高至 800—1,200 米。由于高度相差 500—700 米，使塔里木盆地夏天的温度比费尔干纳盆地要低 3—4℃，而费尔干纳地区作物生长期间的积温超过塔里木盆地同纬度地区的积温。塔里木盆地温度高于 10℃ 的天数的积温，为阿克苏¹⁾(盆地西北部)的 3,507℃ 至盆地南部的和闐地区(北纬 37°07')的 4,255°。为了作比较，应该指出，在中亚荒漠的南方亚热带亚区积温达到 5,800℃，而平均是 4,500—5,000℃，在北部亚区则在 3,500—4,000℃ 之间。新疆积温最大的地区是吐鲁番，我们知道吐鲁番城的高度是低于海平面 15 米，只有在这里积温才达到 5,417℃，而绝对最高温度则为 48.1℃，这种温度使得吐鲁番盆地有栽培长绒棉的可能。

指出下列一点是很有意义的，那就是在塔里木盆地境内绝对最高温度的变幅是在 38—43℃ 之间，虽然这里的纬度是比较低的。

1) 阿克苏大致位于费尔干纳盆地纳曼甘的纬度上。

第四个特点对于各种自然地理作用的不同进程有很大影响并給整个自然面貌打上了深深的烙印。环绕着费尔干納的山脉是朝西开口的,面对着湿润大气流运动的方向,亚洲这部分地区所固有的大气环流造成了相当大的降水量。大家知道,这里的降水量达到了1,000毫米,而在某些地方甚至超过了这个数目,这样就使得闊叶胡桃科植物在现代条件下仍然能够生长发育。塔里木盆地的气候状况是极端大陆性和极度干旱的。由于北、西、南三面都为海拔达5,000—7,000米以上的大山环绕着,塔里木盆地处在背风的条件下,山岳紧密地遮掩了它,使湿气团不易进入,因此盆地的山坡是干燥的。倾向于尤尔都斯盆地和巩乃斯盆地不同方向的天山山坡是一个很典型的对比,沿南坡上升直到靠近分水岭时还是山地干旱草原,然而已可看见另一面山坡上天山云杉的树梢,这种云杉在北坡组成了茂密的林带。

从环绕塔里木盆地山脉的巨大面积上流下的年径流量超过30立方公里,亦就是说比錫尔河的集水量要小一些,虽然后者的集水面积比起流入塔里木盆地諸河流域的总面积要小得多。錫尔河的年径流量是38立方公里,其中注入咸海的水量只有14立方公里。这里应提一下,塔里木河径流的主要来源是阿克苏河,它是在苏联境内的那部分天山,即在国境界山的那一边收集水流的[沙里特雅司(Сарыджаз)河、科克沙勒(Кокшал)河]。

只有东部,即从罗布泊低地和疏勒河谷,气团才有可能比較自由地进入塔里木盆地。然而太平洋季风却无法到达这儿,因为在东部气流前进的道路上綿互着广阔的戈壁、阿拉善、鄂尔多斯、北山諸荒漠。在冬季个别情况下,通过天山与阿尔金山之间的低地,由蒙古—西伯利亚反气旋产生的寒冷而干燥的气团得以进入塔里木盆地,它們使气温急剧降低而且只能增加干旱程度。

由于这种非常独特的地形条件和地处内陆的结果,塔里木盆地就成了欧亚大陆上最干燥的地区,同时也成了地球上最干旱地区之一。这种干旱性的标志是:塔克拉玛干沙漠降水极少,平均每年只有10毫米,而且远不是每年都降落。在罗布泊低地,根据且末和铁干里克气象站记录的資料,年平均降水量为10—12毫米。在山前洪积平原或是在河流流出到平原上的河谷里,降水量有所增加,但仍然只有微不足道的40—60毫米(喀什例外,有119毫米)。因此荒漠沿山坡一直延升到海拔2,000米的高度,而荒漠草原(半荒漠)升得更高,这种情况在亚洲任何其他地区未必再能見到。

在与费尔干納盆地作比較时,塔里木盆地自然地理方面的第五个特点在于降水时间不同。在费尔干納最大降水量集中在一年中的寒冷季节,而在环绕盆地的山地中,初夏时分降水也多。这种季节性降水使短命植物有可能生长,这种植物对于土兰低地是有代表性的,而在新疆范围内只是在伊犁河谷局部地区才能見到。上面说过,塔里木盆地的降水量是极少的,而且主要集中在暖季,这时蒸发量很大,植物不易吸收水分。短命植物在新疆,特别是在其南部地区是很少見的。

在分析比較了塔里木盆地与费尔干納盆地的自然地理特点以后,所看到的該二地区自然状况方面的主要差别就是如此。

現在讓我們來研究一下塔里木盆地的北部和圍繞着它的天山南坡的自然地理區劃的初步方案。

近幾年來中國科學院進行了巨大的全國性的綜合自然區劃工作。根據這個區劃草案，在干旱區中分出了干旱地區東部亞區。溫帶地區分為三個自然省：准噶爾盆地荒漠省、東天山省和中天山省。這一帶日平均溫度在 10°C 以上的各日積溫的變化範圍是 $1,700-3,200^{\circ}\text{C}$ 。暖溫帶地區包括了兩個省：新疆東部山間盆地和戈壁平原地區以及塔里木盆地。這兒的積溫自 $3,200^{\circ}$ 到 $4,500^{\circ}$ 不等。

不难看出，這一分類等級的區劃是在考慮到熱力資源的基礎上進行的。

新疆綜合考察隊 1958 年的工作是在屬於溫帶的中天山省（山地）和屬於暖溫帶的塔里木盆地省（平原）進行的。根據此點我們將就南疆考察過的區域分別研究山地和平原的區劃問題。

首先我們回答這樣的問題：在那裡劃分山地和平原的界綫？在新疆的條件下應該把由基岩組成的山脈與靠着山腳的洪積或沖積平原的接觸處看做是山地與平原的分界綫。個別情況下可以在由堆積物組成的平原上見到突起的殘丘高地以及單個或成羣存在着的孤獨的壟崗、丘陵和山脈。巴楚附近的葉爾羌河谷地中就有這樣的地區，那裡可以遇見馬扎爾塔格型的高地。這樣一種在平原之中有殘山或年青隆起的地區，我們仍把它們歸到平原這一類里。

塔里木盆地的特點是平原有不同的成因：沖積生成的與洪積生成的。同時這些平原本身在生成年齡、沉積物的岩性成分、鹽漬化性質、水文和水文地質特點等方面又各不相同。不過，所有這些特征又被一個因果關係的統一鏈條連結在一起並表現為平原生成的職能和平原形成的動力。正是應該根據這個原則在塔里木盆地進行下列分區：

I) 從北面和西面圍繞着塔里木盆地的山麓傾斜荒漠平原。它們是由洪積物，局部是由沖積物所組成的。在這個區內可以很明顯地分出三個亞區：I^a) 坡度大的傾斜平原，由粗大的沉積物，較大粒級的物質，相當大的半滾圓卵石、碎石組成，其中夾帶着礫石、沙子，潛水埋藏很深，沒有明顯的鹽漬化現象，它們通常都位於山麓地帶上部；I^b) 坡度平緩的傾斜平原，由細的石質物，但主要是由呈現龜裂迹象的沙和細土組成，潛水埋藏很淺，有明顯的礦化迹象；I^c) 由塔里木河的巨大支流——發源于天山的孔雀河、莫札爾特河（渭干河）、迪那河、庫車河及其他一些河流所組成的廣闊沖積扇。這些河流都由常年水流造成，其沉積物分布很有規律，這是干旱地區河流沖積扇所固有的特征。在沖積扇下部呈現強烈的鹽漬化並在亞粘土上形成了鹽土，這兒的潛水位很高。

塔里木盆地的沖積平原在自然特點方面是多種多樣的，並且其年齡也不相同，因此可以劃分出：年青的和現代的平原（II）以及老第四紀的平原（III）。

II) 年青的與現代的沖積平原占據着塔里木盆地西部與北部的廣大大面積。這裡還可以分出幾個亞區：II^a) 河谷上部亞區。以河流低階地為主，上有稀疏的胡楊林和濕草甸，植物種類有限，到處都有不同程度的鹽漬化現象。這裡分布着黃土狀細粒土和沖積沙，其

下1.5—4米深处为淡的或矿化的潜水，个别情况下还要深一些。在采取了复杂而困难的灌溉与土壤改良措施以后，可以进行农业开发。阿克苏河、叶尔羌河与和闐河的河口地区亦属此类，正是由于该三河的汇合组成了塔里木河。II⁶)从莫札尔特冲积扇往下的塔里木河三角洲上部地区。这是河床变迁移动及河水渗漏蒸发最大的地区，由于河流分叉多而形成了多湖的水乡泽国。II⁷)塔里木与孔雀河下游冲积平原。特点是径流没有完全干涸和末端河床经常迁徙。II⁸)天然排水良好，有肥沃冲积土壤的阿克苏河谷地区(塔里木河上部的阿克苏河最下游地区除外)，这儿水分充足，天然河床与人工渠道组成了分支很多的复杂系统。这是大规模的农业区，也栽培水稻。II⁹)叶尔羌—克孜勒苏(喀什噶尔河)下游冲积平原。河流迁徙与河床损耗最大，盐渍化强烈。沉积物(包括现代沉积)堆积在细土上。天然排水不良和地下蒸发很大，几乎是最合理的一个平原。是进行耕作的绿洲区，在土壤改良工作的条件下正在不断扩展它的面积。在这个平原上还可以分出三个地区：1)具有盐渍土分布的叶尔羌河谷地，这种盐渍化是和人工的与天然的水分损耗有关，局部地区有沙的堆积，也有疏浚渠道而生成的人造沙堆；2)克孜勒苏下游，是由盐土、沙土和龟裂土组成的复区，农业利用的可能性很小。3)位于叶尔羌—克孜勒苏河间地区的规模很大的塔克拉库姆和阿克库姆沙漠。II¹⁰)喀什附近的克孜勒苏平坦冲积扇(“上部三角洲”)。这里径流经常不断地散失，是黄土分布很广和农业发达的地区，主要种植粮食作物。

III) 塔克拉玛干沙漠是老第四纪冲积平原，它基本上是由河流从山里带出的物质组成，但在地形上经过风积的改造加工。当然，随着知识的积累，对这一广阔的沙漠应该加以详细的论述并需要单独进行分区。暂时我们划分三个亚区：III¹)塔克拉玛干西部。其沙漠地形是在西北风的影响下形成的。看来这里有丰富的地下水资源。其西部有基岩出露，组成山梁、高地与残丘。III²)和闐河河谷地区。是现代冲积物组成的宽阔地带，长有胡杨林和其他稀疏林木。地表径流横穿整个沙漠的时间是从7月开始的，为时二个半月到三个月。个别深处终年有水。III³)和闐河谷以东的塔克拉玛干东部地区，这里沙漠地形系由东风造成。南北走向的童秃沙壠缓缓地向东倾斜。

塔克拉玛干占据着塔里木盆地的低洼部分，发源于昆仑山的许多河流——叶尔羌、和闐、克里雅、古马、尼雅、喀拉木兰诸河，车尔成河的一部分和其他一些河流——的水都在沙漠中消失了。这一总的情景使我们能够肯定地说，在它的广大面积上都有地下水的丰富蕴藏，这可以通过专门性的水文地质调查和钻探得到证实。

IV) 塔里木盆地东部的广大面积都为属于罗布泊低地的湖泊沉积所占据着，那里直到如今还保存着罗布泊与卡拉库勒成湖。罗布泊现在的水位的海拔高度是780米，而湖相沉积物则位于800米的高度上。在地形非常平坦的条件下这种高差是会引起水面的扩大。这里湖相沉积层的厚度看来不大，因为广泛分布着上新统和下第四纪的沉积物，即所谓上戈壁红色层。罗布泊低地的地形是非常独特的，除了有一望无际的盐土分布外，这里还常见众多的由孔雀河、塔里木河、车尔成河在三角洲上所遗弃的分叉死河床及奇特的雅丹地形——蚀余山脊，后者是由于湖泊、三角洲与上戈壁沉积物最近遭受的荒漠性剥蚀作用

造成的。过去罗布泊亦曾从东面受到疏勒河的补给，该河现在已在靠近庫姆塔格沙漠的谷地里变干涸了。

塔里木盆地北部平原的分类就是如此。根据上列分类和简短叙述可以了解，作出这种分类的基础是某一地区的成因，从它能说明该区的形态、水文、土壤和地球化学的特征。

在河成平原的范围内可以遇见同一类型的景观，然而因分布地区分散而未形成统一的小区。这样又可以谈到同一分区内的类型。

在冲积平原上可以分出下列类型：（一）低阶地与河漫滩。在厚度不大的亚沙土和黄土状亚粘土上为草甸和稀疏的胡杨林所占据，下面衬托着河流冲积的沙土；（二）高达2—3米的阶地，由黄土性亚粘土和亚沙土组成，沙与砾石的埋藏较深，例如阿克苏河谷就是如此；（三）由沙堆积成的小沙包、沼泽和在自然堤间洼地里的小湖沼。依靠河水泛滥或上层滞水的溢出，或者依靠灌溉系统尾部灌溉水的排泄得到补给；（四）由重壤组成的平坦盐土地；（五）沙土化的起伏盐土地，长有灌木丛，主要为红柳。

由此可见，一个地区的各式各样类型是由地表沉积物的岩性和地貌特点所决定的。

现在就让我们对环绕着塔里木盆地北部的山地（正确的说应该是盆地西部）加以分区。这一地区根据中国的总的自然区划组成了中天山省。在新疆境内这个山系的分区纯粹是根据气候条件，根据降水量自西向东递减这一特点进行的。

天山只是南坡朝向塔里木盆地。大家知道，坡向因素对于山地景观的形成有着巨大的意义。对于干旱程度的影响亦是如此。

天山的准噶尔北坡和塔里木南坡的比较，显示了垂直分带性的不同结构。在南坡林带消失了，其残留部分沿着次级背阳坡向以小丛林的形式出现。荒漠延伸得很高，而在阿克苏地区干旱山地草原则接近了积雪和冰川地带；这些冰川在这里广泛地分布着，尽管气候干旱，它们仍往下伸展至较低的地方。

我们先来观察一下倾向于塔里木盆地的天山南坡的垂直分带的图景。

从第三纪前山开始的荒漠带同样也上升到主脉上。

从拜城盆地东部的黑孜尔镇到开依尔山间盆地的剖面展示了下列图景（根据 A. A. 尤纳托夫的資料）：

绝对高度1,200—1,700米，琵琶柴荒漠，琵琶柴—含头草荒漠；在安提尔山里，在1,700—1,900米的范围内是羽茅—猪毛菜半荒漠或草原化荒漠。

上升到莫札尔特山隘到1,400米为止，是麻黄荒漠；从1,400米往上为猪毛菜—琵琶柴荒漠；从1,800—2,000米为草原化荒漠（以琵琶柴、猪毛菜和羽茅草为主）；从2,000—2,200米以半荒漠、蒿草—扁穗鸛观草—羽茅草荒漠草原为主。

在阿克苏城以北，据张佃民和张经纬的資料，荒漠带也上升到2,200米的高度。从下限到1,500米的高度为止，分布着麻黄荒漠；从1,500—1,850米，有些地方到2,000米为止，麻黄荒漠为琵琶柴和猪毛菜组成的羣丛所代替。往上到2,200米处是草原化荒漠，混

生着旱生禾本科植物。

在索格坦山的北部坡向,在向科克沙勒(托什干)河谷傾斜的山坡上,有以下的規律性(据 A. A. 尤納托夫):至 1,400 米为麻黄荒漠;1,400—2,000 米为猪毛菜与猪毛菜—琵琶柴荒漠;2,000—2,200 米蒿属—羽茅荒漠草原(半荒漠);2,200—2,600 米 羽茅荒漠草原(半荒漠)。

由此可知荒漠带分布很广并上升到 2,000 米的山地,如果把半荒漠羣系也估計在內,那末在个别地方就上升到 2,600 米,这些地方在背风范围内,湿气流不易到达。

干旱草原占据着山坡上狹窄的地带:在莫札尔特 2,200—2,400 米高度間是杂草类—蒿属—鵝观草属草原,在阿克苏它們的高度与前相同,在索格坦山干旱草原位在更高的 2,600—2,800 米的范围内。

莫札尔特山的山地草原带在 2,400—2,900 米或更大的高度上出現。这一带是由禾本科草类——鵝观草、落草組成的。在这里的背阳区里亦可遇見由天山云杉組成的小丛林。在阿克苏地区的同样高度范围内分布着亚高山带低草草原伴生有小丛林,而在 2,900—3,100 米的幅度內,可以見到丛生着的圓柏属。

在索格坦山,位在 2,800—3,000 米高度上的山地草原带是在黃土基底上的蒿属—禾本科草原,而且在 2,600—2,900 米的高度等級內仍然是在背阳地方出現林区。

下一个带是具有发育得不普遍的冰川地形和細叶苔草甸的內陆剝蝕高原的高山地带。在莫札尔特山这一带的高度是从 2,900—3,500 米,在阿克苏地区从 3,100—3,300 (3,500)米,在索格坦山区从 3,000 米或更高一些直到山頂。

最后,莫札尔特和阿克苏山区在 3,500 米以上积雪地带有很广泛的分布。

由此可以看出天山南坡西部隆起最大的部分的垂直分带的独特結構,这里由于荒漠深入山区达到很高的位置以及积雪带下部界綫的位置較低,使草原植物羣系縮小和受到排挤。

在天山东部雪綫升高了,給草原部分留下了較寬广的地盘。在阿克苏—莫札尔特—哈雷克山区积雪和冰川复盖发育的原因是海拔高度很大,超过 5,000 甚至 6,000 米,造成了固体降水非常有利的积聚和儲存条件;以及降水条件适当,因为这些山脉在接受降水的同时有西部气流来临,恆向风把許多积雪吹移到这里来,降水被保存在南部和东部坡向的风影带內。

天山南坡垂直分带結構見下頁表。

引起我們注意的是分带的界綫由东往西逐漸升高,虽然这是与降水量由西向东遞減这一总的趋势是矛盾的。用什么来解释这种奇怪的現象呢?

正如上面已經提到过的,塔里木盆地的西部为高峻的天山所包围,形成雄伟的汗騰格里类型的山脉及哈雷克与科克沙尔山脉。这里的西部是个死角,平原直接頂靠着山脉。正是在这个死角里风影带干旱的影响表現得最为明显。从西面来的在較低和中等高度上运动的气流,将自己的水分留在山脉西坡——苏联境內。而在 8—10 公里的高空运行的风

天山南坡的垂直分带情况

(绝对高程:米)

带 名	剖 面			
	克孜勒苏—开依尔	莫札尔特	阿克苏	索格坦
荒漠带	到 1,700	到 1,800	到 1,850	到 2,000
半荒漠带	1,700—1,900	1,800—2,200	1,850—2,200	2,000—2,600
干旱山地草原	—	2,200—2,400	2,200—2,400	2,600—2,800
高山山地草原	—	2,400—2,900	2,400—3,100*	2,800—3,000
内陆剥蚀高山带	—	2,900—3,500	3,100—3,500	3,000 以上
积雪带	—	3,500 以上	3,500 以上	—

* 逆圆柏带在一起。

对于围绕塔里木盆地西部的背风山坡则不起重大的影响,随着这些气流的远离与降低,其湿润作用稍有增强,然而增强不多,然后往东又重新减弱了。

在向南疆平原倾斜的天山南坡,其形态有着很明显的独特之处,这是由于存在广阔的山间盆地,它们在成因方面基本上属于构造盆地。但是它们不同的海拔高度、邻近山脉地形的特点和它们所固有的水分储藏情况决定了它们的不同自然地理特征。

现在我们指出根据地貌情况和海拔高度划分出来的天山南坡的主要山区,正是这些因素决定了它们的景观特点。

一、麦依坦(Майдан)、科克沙尔、索格坦诸山脉均系沙岩、頁岩、石灰岩以及其他的古生代和前古生代岩所构成,东坡上有一些不大的现代冰川作用,以荒漠和干旱草原为主,干旱草原的阴坡长有小块的稀疏云杉林。在索格坦山中,山地景观的更替,上面已经指出过了。

二、胜利、汗腾格里、莫札尔特、哈雷克诸山脉地区为花岗岩和中古生代的杂岩所构成,在广阔的面积上有现代的冰川作用,常年积雪并有很长的山谷冰川。冰川地形和冰川沉积层说明了过去存在过大得多的冰川。关于垂直分带的构造可以根据在阿克苏及莫札尔特所看的两个剖面的特征来判定。

三、哈雷克东边的天山主脉特点是绝对高度的稍微降低、冰川作用范围的缩小以及在过去冰川的分布也不是那么大。在哈雷克山脉东方的南坡上仅仅有一条开都河,其集水区域为尤尔都斯盆地。

在主脉以外的南方可以看到上面提到过的宽广的山间洼地,它们很明显的起着集水区域的作用。此外,某些山间洼地内具有现代湖泊或年青的湖泊沉积,这些沉积物说明,在不久以前毫无疑问是有个湖泊存在的。现在我们指出这些盆地作为厚度很大的第四纪疏松沉积物的堆积场所的意义。按照海拔高度,这些山间盆地可以分为三类:

(一) 位于海拔高度 2,000 米以上的高的盆地。

(二) 位于海拔高度 500—2,000 米的较低盆地。

(三) 位于海拔高度 500 米以下的低盆地。

最后一种在塔里木盆地的山坡上没有,而在天山的新疆部分则形成了吐鲁番盆地和哈密盆地。

拔海高度較低的盆地經常能遇到，它們在地形上能很好的用綫条勾划出来，并具有自己独特的特点，这就使我們能够把它們划分为单独的自然区域。这些地方农业发达，主要播种谷物，这样的地区有：

四、拜城盆地，海拔 1,200—1,400 米，这里莫札尔特河汇集了很多左面支流的水，一部分已是地下水。沉积物分布的規律性表現得很明显。近山处是洪积冲积层組成的貧瘠的卵石砾石荒漠，往下是肥沃的亚粘土复盖，在不深的地方有砾石和沙子，这形成了天然的排水。正是这个地带是基本的农业地区。再往下就分布有盐土，局部地区有沼泽。

五、开依尔盆地海拔 1,700—1,800 米，它的四周被山岭卫护着，有着很厚的下第四紀卵砾质砾岩，也可能有上新統的卵砾质砾岩。河流低阶地及其河漫滩是由現代砾石构成的。盆地的南部为強烈位移的遭到破坏了的中新統的安提尔高地所封閉。这里粮食作物在有灌溉的亚粘土上生长得很好，任何地方都找不到盐漬化的迹象。开依尔构造洼地在地形上沿着緯度方向往西伸出很远，它沿着喀帕沙朗河及塔勒布恰克河很清楚地呈現为不大的山間洼地，它們也是由第四紀沉积物所組成的。

六、柯坪盆地的极度荒漠性是令人惊奇的，在圍繞着它的山坡上被风所吹揚的沙子上升得很高。这些山是古生代岩石所組成的。就是这样干旱的盆地也成为临时径流的汇集处。可以說明这点的是：盆地下部有丰富的潛水溢出，并造成了一条小河，尽管水量不大，可是却能供发展农业灌溉之用。

七、博斯騰湖盆地(焉耆盆地)也应该列入这一类山間盆地中。盆地的最低部分为天山唯一的大淡水湖——博斯騰湖所占据。第四紀沉积物在組成和成因方面是多种多样的，有冲积砾石、沙、三角洲沉积物(古代的和現代的)及由石质沙质細土物质所构成的洪积平原。焉耆盆地是农业区和畜牧区，特别是养馬业很盛。在本书的“博斯騰湖及其将来”一文中对这个有趣的地区我們有更詳細的說明。

八、天山中絕对高度大的盆地——大、小尤尔都斯，其底部拔海高度为 2,400—2,600 米，它們在地形上呈現得很明显，由冲积物充填基地而形成的地形平坦得惊人。在很多地方都有湖泊沉积，沿着盆地的边緣可以看到从側谷傾泻下来，但并未到达平坦底部的冰磧物。大尤尔都斯河和小尤尔都斯河所流过的盆地上的河漫滩，普遍地呈現沼泽化，只有靠近上部才有一些地方下切。尤尔都斯盆地汇集了无数側面支流的水，而第四紀沉积物則成了地下水的汇集区，这些地下水在开都河流出大尤尔都斯的地方溢出。这里有喜旱的山地低草草原，是天山新疆部分放牧畜牧业的主要基地。

当然，在形态方面和岩性方面，大的山間盆地并不是单一类型的，在这里可以看到好几种类型的地区。一般地說在那些盆地中有：洪积和冲积复盖层以及由砾石垫底的为細土沉积带所更替的冲积扇。沿着坡度往下，經常遇到潛水溢出带、沼泽及扇緣景区。在最低的地方广泛地分布着盐土，甚至有沙土，这些沙土的形成是与周围山上物质流失作用有关的。在极度干旱的条件下，由于风力作用及风力搬运的結果，沙土正在威胁着位于和荒漠接界的农业地带的田地及村落。



塔里木盆地北部地区图解

平原: ① 山前倾斜洪积及部分冲积平原, 石质荒漠 ② 年青的及现代的塔里木冲积平原及其主要支流, 草甸, 胡杨林, 盐土, 沙岛 ③ 塔克拉玛干古冲积平原, 沙漠 ④ 罗布泊平原, 盐土, 雅丹地形, 罗布泊浅水湖

山地: 1 麦依坦、科克沙尔、索格坦山脉, 在垂直带上有大量的荒漠及荒漠植物 2 胜利、汗腾格里、莫札尔特、哈雷克山, 具有很多现代冰川及广泛发育的古冰川地形, 在荒漠草原及山地草原中有山地森林(云杉)地段 3 由哈雷克山向东的天山主脉, 海拔不高, 现代及古冰川发育不多, 在南坡上森林绝迹, 相对高度不高的山间盆地(4, 5, 6, 7) 4 有逕流的拜城、山间盆地, 有很多洪积平原, 冲积锥, 盐土, 绿洲 5 开依尔荒漠草原盆地, 也有逕流 6 柯坪荒漠盆地, 也有逕流, 6a 是这个盆地在西章罗尔或匹羌无逕流地区之延續, 在低地有残湖及红柳盐土 7 博斯腾湖或焉耆盆地, 有通过孔雀河逕流的淡水湖 8 海拔高的山间盆地——大小尤尔都斯, 山地草原 9 科克沙尔(托什干), 绿洲 10 在西北部圍繞塔里木盆地的柯坪前山荒漠山脉 11 圍繞拜城盆地及在北面圍繞塔里木盆地之西庫魯克塔克其荒漠山脉(由第三紀地層組成) 12 东庫魯克塔克其荒漠山脉也在北面圍繞塔里木盆地, 但主要由古生代地層所形成 罗马字表示山間无逕流而海拔低的盆地: I 吐鲁番盆地 II 哈密盆地, 位于塔里木流域之外

九、除了这种半閉塞的山間洼地外, 在天山同时还有寬广的科克沙勒(托什干)型的山間构造谷地。这些谷地很寬闊, 有寬广的砾石河漫滩, 发育的堆积阶地, 在阶地的表层农民精心地进行着农作。冲积土下面垫有河砾, 在此地灌溉不会引起盐渍化。在塔里木盆地南部喀什噶尔(克孜勒苏)河也形成了类似的谷地。

在向着塔里木盆地的天山南坡, 海拔較低的山間盆地被荒漠性山脉所圍繞, 一般說来, 这些山脉是由飽含盐分的第三紀陆相沉积物构成的。不过, 这样的前山也可能是較古老的生成物, 如古生代的柯坪山地就是一个例子。但现在它們的作用是一样的, 即成为隔离塔里木盆地和天山内部盆地之間的障碍物, 阻碍它們之間的气流直接交流, 也形成了一个水文障碍, 促成了地面水和地下水的汇集及儲藏, 这就使得这些水集中于靠近往塔里木盆地的出口处的缺口地方。按其景观來說, 这些前山是极其荒漠性的, 受到強烈的冲刷, 有着复杂的干沟、峡谷、冲沟系統, 这些地区还具有汇集洪水的特征。这些山脉最大的絕對海拔高度通常是在 2,000—3,000 米之間。

前山按其在現代自然地理过程中的作用來說, 需要划分成独立的单位。現闡述如

下:

十、柯坪山,是东西走向及东北走向的山脉,拔海高度达到 2,723 米。

十一、西部庫魯克塔克山或却尔塔格山,是从南部把拜城盆地包围起来的一条受到強烈位移的第三紀山脉,在西面拔海高度达到 2,168 米,而在庫車的北面則达到 2,354 米。

十二、庫魯克塔克山东部,拔海高度达到 2,809 米。平坦的山地是由古生代前期和古生代的沉积岩所組成,地形微度起伏,但却有強烈的剝蝕現象。基底广闊的庫魯克塔格山把塔里木盆地与东西向伸展的天山洼地綫——博斯騰湖洼地—依尔霍姆洼地分隔开来。

上述的塔里木盆地北部及其山地的区划是初步的,还需要更詳細的論証。应该在更广泛的基础上来研究南疆的区划問題,这样就能够全面的闡明整个塔里木盆地的自然情况,包括其靠近昆仑山的部分和南面的山地。不过这是以后的事,等到新疆綜合考察队的工作做到亚洲中部这个辽闊的荒漠地区南部以后才有可能,这一地区早就吸引了科学家們的注意了。

最后,作者很感謝中国科学家周廷儒和严欽尚两位同志的帮助,在野外工作期間曾多次地与他們交談过塔里木盆地自然地理区划方面的問題。

(吳滄阳、蒙自然 譯)

关于中国境内天山冰期次数及其性质的新资料

Б. А. 費道羅維奇 嚴欽尚

大家知道,关于北半球平原地区的冰期次数,特别是山系里的冰期次数的問題,是一个最有爭論的問題。曾一度公認的阿尔卑斯山脉的冰川系統,对于远离阿尔卑斯山脉的平原地区和山区來說,似乎已經不太适用了,而且在阿尔卑斯山脉本身,这个冰川系統也曾有过不止一次的修改。不但如此,甚至應該把什么算作独立冰期,和應該把什么列入古代冰川复盖阶段这一基本原則問題,現在还没有解决。不同的考察家对于同一事实的解释也各不相同。尤其是对于具有現代冰川的山地。主张单一冰期說(моноголяционизм)的人就把它作为依据,認為如果山嶺上的冰川作用沒有消失,那么就是說,昔日冰层分布方面的一切变化代表着一个冰期的各个阶段。

况且,关于山地冰期次数的問題还爭論不休,是由于后来的主谷的切割作用,和冰川谷向深淵峡谷的轉变,随着各种山坡运动的发展而留下來的,只是一些直接証明从前冰期的有限的殘积物。考察家經常能以观察到的不是終碛和側碛(尤其是更古老的冰期),而只是一些殘缺不全的和与它們难以比較的遺迹。而在很多情况下由古代冰期保存下來的,只有冰水沉积。把它們拿来和冰期的各个时期和各个阶段作比較,不是永远沒有爭論的。

大家知道,各种不同的考察家在天山冰期的次数問題上所持的意見是不一致的。一些人認為只有两个冰期。而另一些人却認為有五个冰期(М. С. 卡列茲卡婭, 1944 年; В. В. 萊茲尼琴柯, 1928 年; Е. И. 謝里万諾夫和张崇枢, 1957 年; В. М. 西尼村, 1957、1958 年)。可是,如象 1957 年春季全苏第四紀研究會議所指出的:現在,在有計劃地对苏联境内天山編制地質图的基础上,許多考察家認為在第四紀时期天山最少經受过三次和(較准确地說)四次的冰川作用(П. А. 格里高林柯、М. И. 罗蒙諾維奇、Е. С. 雷布尼科娃、Л. И. 屠尔宾的报告提綱)。

关于天山过去冰川作用性质的問題,同样也是有爭論的。許多作者根据天山在冰川时期以前曾是一个准平原或者是一个极端准平原化的山区,而認為天山的第一冰期普遍地都具有复盖的特点,而后来的冰期同样也是首先为复盖-山谷冰期,而然后才是山谷冰期。我們認為这一观点是不能自圓其說的。在天山上的确有殘留的削平表面,可是天山山脉的大部分却具有尖削的高山山嶺的特点。因此沒有任何根据可以認為它們都只是在第一冰期后才形成的。

因此,我們認為,对于天山和其不同类型的山脉和山間盆地來說,千篇一律地来解决

古老冰期的性質問題是不恰當的。

尽管研究山地古老冰期的性質及其次數的情況是這樣複雜。可是作者仍可以闡明一些新的資料。這些資料由於作者所研究過的地區具有古老冰川作用的遺迹，保存程度的獨特條件，所以使我們能夠從新弄清關於天山古代冰期的問題。

解決這些問題的依據是，本文作者於 1957 年和 1958 年分期參加中國科學院新疆綜合考察隊，而有可能考察了中國境內天山的許多冰川地區。特別是我們共同考察了柯孜爾-烏津河谷及依林-哈伯爾朶山北坡的大努河谷（按其大小來說是整個天山山系的第二個冰川集結的地方）。B. A. 費道羅維奇和周廷儒教授曾共同看過巴因-格勒河流向山麓平原出口處的古老終碛和考察了大、小尤爾都斯的山間平原。我們和嚴欽尚教授研究過南莫札爾特河及其諸支流的冰川作用。嚴欽尚同樣也考察了北莫札爾特河的河谷及其冰川。而 B. A. 費道羅維奇考察了天山南坡強台林蘇河的河谷及其冰川。

一、關於天山古老冰川作用性質的問題

正如現有的文獻和製圖資料和我們的考察資料所表明的，解決這一問題不應當千篇一律，而應當根據每個單獨地區的過去的和現有的具體地形條件來解決。

可惜的是關於中國境內天山高山帶的製圖資料還不十分準確，但是根據現有資料，我們似乎已經可以把天山至少劃為四個類型。其中有三個類型不僅在現代有着廣泛的分布，而且以前就存在過；第四個類型只是在前幾個冰期才為天山所固有。

第一類 山羣冰期類型

對於高山地區，即海拔 5,000 米高的地區是很典型的，但同時在高山地區也能碰到。這些山羣的特點是，它們的積雪帶從永久積雪的下限到山頂的高度極大（大於 1—1.5 公里，有時達到 3.5 公里）。下面的最高山羣是天山的主要的冰川山羣：

- 1. 汗騰格里山（上有勝利峯，高 7,439 米）。
- 2. 依林-哈伯爾朶山，高達 5,500 米（圖 1、2）。



圖 1 在依林-哈伯爾朶高山岩體北部地區之天山冰期圖景（B. A. 費道羅維奇繪）



图2 依林-哈伯尔尔北坡高山带(Б. А. 費道羅維奇和严欽尙攝)

3. 博格多山,山上的博格多烏拉高达 5,445 米。

4. 汗騰格里和莫札尔特河谷东部的无名山結高达 6,792 米。

5. 阿克什達克山,高 4,964 米。它們的特点是除了积雪带的高度很大外,在一个山羣里的雪冰补給区也很大,很集中,而且还有大量达到极大范围的呈放射状分布的悬冰川和山谷冰川[南伊納里巧克冰川的长度为 67 公里]。

第二类 高山狭窄山脉的冰期类型

吉尔吉斯阿勒套山,博洛-霍洛山,科柯-涉阿勒套山和其他山脉。天山边缘山岭具有强烈切割成为山脊窄狭的特点。它们的山岭为许多古老的,新的大小冰斗所侵蚀,而雪冰原和陡壁裸露的陡巖互相交替着。所有这些山岭都是主要的分水岭,因而无任何根据认为在冰川期前的时期内它们是削平——准平原化的山岭。它们的高程通常介于 4—5 公里之間,而它们上面的积雪复盖层带,常常是 1 公里或者更少些。受它们补給的冰川有悬垂的,也有山谷的。因而,在所有古老地形都在改造的情况下,沒有任何根据认为它们总会能够产生除悬垂冰川及山谷冰川以外的其他类型的冰川。

第三类 是具有削平山峯的山岭底冰川复盖

Г. А. 阿弗迪克教授在苏联科学院地理研究所天山高山观测站工作的时候,在吉尔吉斯阿拉套山脉发现了现代冰川的新类型——平坦的山峯冰川。这本身就是以証明,即在现代的条件下,而不只是在第一冰期时期就已存在着复盖类型的冰川作用的因素。可惜,我們在这方面所掌握的,基本上只是一些观察資料。但是,可以大致估計,在中国天山部分,在那些广泛发育着古老的削平的表巖而且山顶几乎被夷平为同一水平面的山峯的山脉,如薩阿爾明,哈勒克套以及其他山脉,在现代时期还发育着复盖类型的冰川作用。

第四类 山間盆地的冰川复盖

在現代天山上这些冰川复盖是完全不存在的,而它是否在以前存在过,如今的文献里尚无一定的論断。大家知道,这一类型的冰川作用曾在东帕米尔高原上获得了广泛的发育,如在海拔 3,910 米高的卡拉庫里湖盆地,曾完全被冰川复盖层所充填。对天山来讲,早就指出,这一类型的冰川作用实际上在以往許多时期的海拔 3,485 米高的卡德爾庫里湖上就存在过。我們在 1932 年对海拔为 3,046 米的桑庫里湖盆地的考察,使我們得出这样的結論:即这个湖盆也曾整个为一个冰川层所复盖,并且部分地伸出了湖底盆地之外(向东南方向伸出)。我們同周廷儒教授在 1958 年对開闊的大、小尤尔都斯山間盆地进行的考察表明,虽然这些盆地位于海拔 2,420—3,100 米的高度,但也不得不承認在盆地里过去曾有过許多冰川复盖层。确实,在隆起的东部小尤尔都斯盆地的底部,表层的广大面积上复盖着的只有現代的、年青的、主要是碎石的冲积层,因而底磧是看不見的。可是,在小尤尔都斯的东部边缘地方,却有着巨大的“羊背石”、中磧和許多支流的比較年青的終磧。同时,我們在以窄狹的孔道与其相联結的而比較辽闊的低下的大尤尔都斯盆地里,也发现了一系列的冰磧。

从一方面說,这是从南边阻塞盆地的終磧。它們位于发源在莫札尔特河及大尤尔都斯河汇流处的开都河的河源地方。保存得最好和尙处在平坦盆地以內的下部阻塞冰磧的表面高度是 2,406—2,411 米。这里湖的基部高度——更正确地說是盆底的高度等于 2,374 米。第二个阻塞冰磧体存在于海拔 2,463 米高的地方。再往上,在河的右岸有表現得非常明显的剝蝕面。阻塞終磧(現在为河流所切割)在盆地的东坡的強苏和吉其克-巴雷克苏地区过渡为圍繞的冰磧系。这些冰磧都是由附近山脉的岩石成分不相一致的漂积物质所构成,并且造成了四个不同高度的冰磧:第一个高 20—30 米;第二个高約 240 米;第三个高 255 米及第四个高 350 米。并且在 120 米厚的黄土状亚砂土层上的第四冰磧的漂砾层,有 90 米厚。而且漂砾的直径有 40—60 厘米,有的达到 130 厘米不等。这一冰磧带和附近的非常平坦的低山地为寬闊的低地所割离。低地的外围又有一个寬为 3—4 公里的洪积扇带,因而漂砾的組成成分不一(有灰色的、玫瑰色和紅色的花崗岩,石炭紀的灰色石灰岩,古生代的石灰岩和砾岩)它和附近山脉的組成成分也不相符合。不論是山地为寬闊低地所割切的程度,还是缺少巨大的山谷,冰磧在易受冲刷的黄土状亚砂土上的产状条件都証明这不是由山上向下伸出的山谷冰川的終磧,而是填充过盆地的广大冰川复盖层的边缘冰磧。因此,这些远离一切支流的冰磧就直接証明着大尤尔都斯和联結在上面的小尤尔都斯在冰期时期不止一次地曾为連續不断的冰层所占据,而冰层表面和底部所处的高度都不相同。

同时我們在大尤尔都斯河的东岸所搜集的許多事实,和同年 H. T. 庫茲涅佐夫在北岸沿岸地方研究过的許多事实,都証明这个現在复盖着无数草墩沼泽、支流和小湖泊的盆地,在以前曾多次为一个大湖湖盆所占据。这一湖相盆地在后来都留下了自己的阶地、自

然堤和浅滩。

可惜,由于洪水,我們未能考察整个开都河的河谷。因而我們沒有关于該河谷境内的以往冰期的資料。可是,象我們所見到的,在盆地里进行观察的資料也指出有这样的可能:即此盆地里的冰川复盖层曾产生过四次,而且每一次都造成了自己的冰碛。

二、天山冰期的次数問題

首先必須指出,后来的侵蚀作用,尤其是在有湿润气候的山地里,对以往冰川作用的遗迹破坏和消灭得相当厉害,以至于只有最后一个冰期的証据被良好地保存了下来。这一冰期留下了使任何人也不能产生怀疑的終碛。我們中間有一个人(Б. А. 費道羅維奇)曾有机会在天山的各个不同的地区先后工作过八次。可是,任何地方也沒有見過象具有异常干旱气候的天山南坡的古代冰川作用的遗迹保存得那样好。这里的森林只是生长在深淵的山谷里。从高山带一直到山麓,植物几乎到处都具有明显的干旱性特点,植被也甚为稀疏。因而,地面特別裸露,能約略看到地层的构造。这里的泥流作用及滑坡作用很不发达,而侵蚀作用基本上是直綫进行的。因此冰川作用的遗迹有时甚至在那陡峻的,很难攀登的山坡上也保存着。除此而外,考察工作者还研究了那些較为巨大的山谷里的冰川作用的遗迹。在这里由于有很多支流汇合而成一个巨大的流量,于是侵蚀作用甚为強烈,結果,把河床下切至数百米的切割作用和与此有关的巨大的重力运动的发展,几乎使得大山谷里所有的疏松的冰川物質以及大量的冰水冲积层都在不断地被破坏着。

我們却很幸运地能够一方面研究了拥有少量支流的比較短促的山谷,另一方面也研究了发源于天山冰期最高山羣的河谷,也就是冰川作用曾特別強烈发育过的河谷。当时,这些山谷不仅是巨大冰川的汇合处,而且成为冰川未及消融就达到的山麓地区,这些冰川甚为短促,并自最高山取得丰富的补給。这一現象在苏联的天山部分研究得还很不够。

我們(Б. А. 費道羅維奇和周廷儒教授)首次发现了两个清晰的伸出于主干山脉界限以外而直达天山本身和由伊林-喀伯尔杂发源而向北(向准噶尔盆地)流泄的巴因-戈勒河上中新世前山山脉之間的纵向谷谷底的弧状終碛壠。这些岩块—漂砾冰蹟的最大高度是2,870米,高出河面的厚度为90—100米。可是,蒙古喇嘛庙以上的巴因-戈勒峡谷甚难攀登,使我們未能弄清这个河谷其他冰期的遗迹。

大家知道(按西尼村,1957年),中苏考察队的地质学家在相类似的条件下,在天山南麓南莫札尔特河流向山麓平原的出口处曾发现了古老的冰碛。不錯,就在这一地区甚至在地形图上,也能明显地看到海拔为1,900米到2,046米高的冰碛石的堆积物。这似乎使人感到异常奇怪,因为关于在干旱的天山南坡上是否有过冰川作用的問題,从前曾有过不少的怀疑。

可是,象許多地形图上所表示的,在具有冰川作用的汗騰格里山羣南坡上,在薩雷札斯-阿克苏的东部,有一个現代冰川系的完整的冰川舌,它伸延得相当低下。例如,由西往东排列着这样的冰川,它們的末端的高程是:

- (一) 卡齐卡尔巴什冰川,其末端高程为 3,074 米。
- (二) 桑盆依冰川,其末端高程为 3,424 米。
- (三) 强台林苏冰川,其末端高程为 3,055 米。
- (四) 西吉契克-苔来克冰川,其末端的高程为 3,113 米。
- (五) 东吉契克-苔来克冰川,其末端的高程为 3,246 米。
- (六) 吉契克-考宰拜依冰川,其末端高程为 3,391 米。
- (七) 强-考宰拜依冰川,其末端高程为 2,953 米。

对地形、地貌以及地质条件分析的结果证明,这些冰川舌末端的长度和高度之間沒有直接的联系。譬如,东吉契克-苔来克冰川长 30 公里,其末端結束在 3,245 米高的地方。卡齐卡尔巴什冰川长 20 公里,其末端低 171 米,在海拔 3,074 米的地方結束。而桑盆依冰川差不多有同样的长度(23.5 公里),其結束的地方却比卡齐卡尔巴什冰川高 350 米。

十分清楚,它不仅取决于复杂的气候条件,而部分地还要决定于局部的条件:即 1. 要决定于进行补給的冰雪地的特点(大小、陡度、高程); 2. 决定于山坡和冰川的陡度; 3. 取决于岩石的組成成分,根据岩石的成分的相互关系,能发现冰川的寬度及其岩石沉积物的淤积程度; 4. 取决于比較邻近的山地的深度和决定冰川阴暗程度的坡向等等。而在相当干燥的天山南坡上产生巨大冰川的主要条件是,这里的永久积雪带的高度甚大。在汗騰格里山羣里永久积雪带延伸在 4—7.4 公里高的地方,也就是說上升了 3—3.4 公里。甚至在降水量很少的情况下,这样高的永久积雪带也产生着发达的寬闊的补給冰川的雪地。正因为积雪带的高差很大,所以如今这里的冰川不仅象天山北坡上的冰川一样,几乎在三个不同的高度上,而且在从前的时期里冰川下降也相当低下。由于这里山谷比較短促,因而也就造成了冰川舌曾达到如今是荒漠而过去曾是干燥的山麓平原的可能条件。

我們对南莫札尔特河河谷进行考察的结果证明,在河流流出山口的地方,的确发育着表现得特別典型的半圓形的弧形終碛系。其所占据的面积为南北寬 7 公里,东西长 8 公里(图 3、4),在东部边缘地方能清晰地看到 6 个大的和 4 个小的弧形冰碛。E. И. 謝里万



图 3 在柯孜尔-布拉克地方南莫札尔特的遭受破坏的第一冰期終碛的平緩傾斜剝蝕表面,在远处发黑的是第二冰期的冰碛(Б. А. 費道罗維奇和严欽尙摄)



图4 南莫札尔特河在流向山前平原出口处第二冰期之終碛壠(Б. А. 費道羅維奇和严欽尙攝)

諾夫曾由这一冰碛的中部横穿过去,他証明那里有26个大的和小的弧形冰碛。根据多次的气压高程測量,得知最高的冰碛壠和壠間低地的绝对高程之差介于1,950—2,250米之間(图上只标明上部高程为2,044米),因而冰碛的厚度也一定在300米以上。它們的組成物质不論就其化学成分,还是就其岩石成分而言都是复杂的。这里能見到各种不同的花崗岩、石灰岩、白色大理岩,砂质的和結晶的片岩及砂岩。它們形成了由砾石到巨漂砾的都是大小极不一致的岩屑和完全无滾圓度的直径为10—12米的岩块岩屑。漂砾的平均值为0.6—1.0米。这些弧形冰碛的沉积物处于胶結得很好和具有地层強烈变动的砾岩层上。厚达300多米的整个疏松冰碛层,在东部边缘地区全被莫札尔特河所切穿。这一河流已經向下切过它的基底达50—70米,而直向上新統的砾岩岩层切割。

莫札尔特河似乎无力从正面冲破这些弧形冰碛,因而它刚一出山口就急忙沿着冰碛层低洼的边缘,在那些弧形冰碛石的主要部分和山地之間为自己凿成了一条峡谷拐向东流去。因此,弧形冰碛的地形除了狭窄的边缘地带而外,似乎是未被侵蝕作用触动过,而实质上它是以原封未动的原始状态保留了下来。因为地层是不透水的,所以大气降水同样也不能把它們冲毀;冰碛层上漂砾的破坏程度不大,而成土作用仅只是給小漂砾石层上盖一层土。这、冰碛层内所有的大漂砾和大岩块都突出于地表之上。

因而,这里有一个規則的半圓形的差不多是同时形成的弧状冰碛系。这些冰碛的地形和漂砾具有差不多同样的保存程度。这一点和莫札尔特河流出山口后的陡峭的左河岸的剖面显著不同。在此地的露头里,能明显地看到,在上新統砾岩层上迭置着三个河成的层状的被冲洗得很滑亮分选程度很好的砾石层和小漂砾层。这些岩层和两个相交替的地层都具有毫无磨圓度的分选程度很差的和层次不明的且夹杂有巨大岩块的冰碛层。

可是,这一矛盾原来是似是而非的。因为除了那完整无缺地保存着自己原始地形的冰碛层外,我們还曾发现了第二个相当古老的冰碛层。它們发育在弧形冰碛西南比較广

大的柯孜尔-布拉克地区上。非常典型的是,这个比較古老的冰磧层完全失掉了自己从前的地形。它的表面被冲刷,被削平,并且形成了傾斜的剝蝕平原。此冰磧层几乎整个都沒有被任何冲积物所复盖,它裸露显著,但照例是組成冰磧层的漂砾,尤其是花崗岩漂砾却完全沒有露出地面。因为它们的上部已为剝蝕作用所破坏,同时潛藏在地面以下的那部分岩块和漂砾几乎还是以未破坏的状态被保存了下来(图5)。大量的岩块呈現完全无滾圓度的形态,这些岩块的体积长达数米,复杂的岩石成分,地层构造及其产状条件(岩块及漂砾同砂子及粘土互相混杂的毫无分选和无层次的地层),所有这些都說明这是非再沉积的冰磧地层。此地沒有固有的終磧的原始地形和具有強烈的漂砾的风化程度。这显然証明了它比形成在地形上还保存着很好的終磧的地层具有更古老的年龄。



图5 南莫札尔特第二冰期冰磧中的裂縫的花崗岩块(Б. А. 費道罗維奇和严欽尙摄)

到底是什么作用能第一消灭掉最古老的冰磧地形,第二破坏了一切突出于地面的漂砾呢?我們觉得,惹下这些祸害的正是那些現代的海滨地区所特有的作用,即:

(一) 自比較年青的冰磧层下冒出来的流水的作用。

(二) 在气温經常低于 0° 的近冰川的冻结条件下的剝蝕作用。我們中有一人(Б. А. 費道罗維奇)于1948年在东帕米尔和卡拉庫里湖的东部沿岸地方看到了相同的情况。这里的年平均降水量是25毫米,海拔高度是4公里,每天傍晚及清晨气温常为 0° 。在这些年青的冰磧以下有一个緩傾斜的典型的洪积层的平原。可是这一平原是由已被夷平为和整个地表具有一样水平的大漂砾和大岩块所組成。地表上如象在莫札尔特一样,只有砂质岩块聳立着。这里的土壤为永冻层所紧紧冻结,因而漂砾的下部分毫无损坏地被保存着,而其上部分則已变成手能研碎的和冰雪消融水所冲刷的角砾。这种相似情况使我們能够認為,莫札尔特的最古老冰磧的削平作用,发生在与古代的和現代의卡拉庫里湖沿岸完全相同的条件下。

因此,我們也就恰在莫札尔特河出山口的地方看見了这两个不同时代的冰磧沉积物。

这些冰碛沉积物在这条河的河岸剖面上看得特别清晰。在最古老的冰碛之下有一广阔的莫札尔特河底的漂砾洪积扇。由于缺乏钻探资料,因而其内部构造还未得到研究。可是,还可以看出它有这样的特征,就是迭置在现代洪积扇上较古老的漂砾地层,和已具有明显的地层变位的漂砾地层组成了更为辽阔的漂砾层原野。这一地区是先向南和向西沉降,然后又逐渐向西和向西南隆起。它们在这里筑成了一座阿瓦提的斜山岭。这座山岭是朝南陡下,沿着断层陡峭的第三纪地层的褶皱的觉里塔克的东端。此砾石漂砾层的厚度及其分布的宽度,具有两个由砾石层相间隔的巨大漂砾的地层。组成地层的漂砾的体积很大,离山地 20 公里地区的漂砾直径达 1 米之多,所有这些都说明这个地层是由纯粹的河成沉积层,由分隔开的两个冰水沉积层所组成。这些沉积层的地层变位的程度使得一些考察家把它们看成不是出现在莫札尔特河出山口的地方的冰碛层相类似的东西,而被视为较古老的冰川堆积物(Е. И. 謝里万諾夫)。

现在,我们还不敢作出这样的结论,即这两个冰水地层是否是同时生成,或者是我们所描述过的某一个,或者是具有两个冰碛地层中的某一个,或者索性就象一些考察家愿意认为的那样,它们都和较古老的冰川作用有关。我们一方面使这一问题成为悬案,而另一方面认为现有的资料能使我們暫且无疑地肯定,在莫札尔特河的出山口处有两个完全不同的冰碛层,它们之间有相当长的时间间隔。因此除了冰水沉积物可能是和一个较古老的冰期或者和几个古老的冰期有关以外,它们是属于两个独立的古老冰期的。

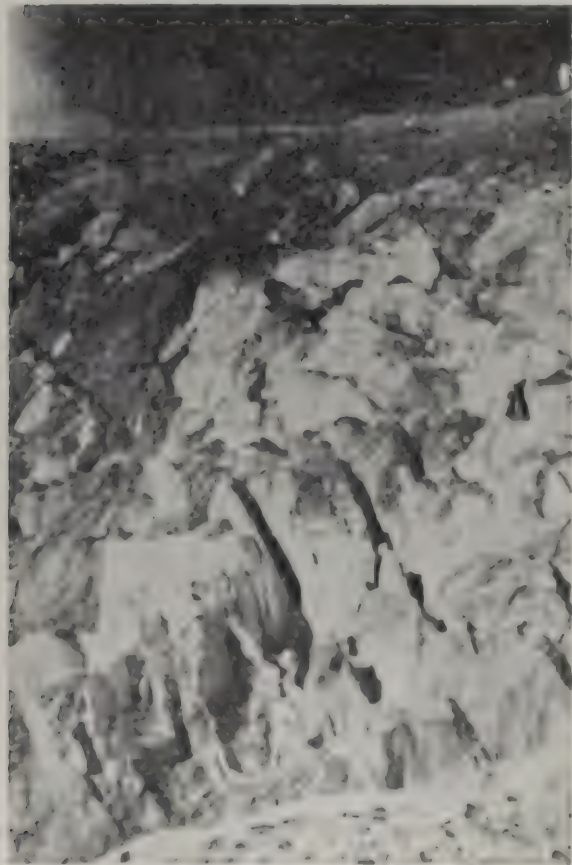


图 6 在塔吉克斯坦的莫札尔特冰川

所有的莫札尔特河河谷的冰川遗迹是否仅局限于此呢?在其山区部分有无更年青的冰川作用遗迹呢?

莫札尔特河的山区部分的那一段,坡度大而陡峻,几乎是直线而稍带弯曲的保存得很完好的古代冰川谷的地貌。此槽谷从出山口到现代冰川之下端的长度为 66 公里。而上面为冰川所占据的现代冰槽谷,还延伸了 28 公里。冰槽谷的宽度,在现代冰川最窄狭而急陡下降的地方缩小到 700 米,而在古老部分的下一段,则宽到 1,200—1,500 米(图 6)。在古老冰川槽的整个距离里,在不同的高度上还很好地保存着古代冰川面的肩谷及侧碛

的沉积层。由于河流的水量不等,这些河谷有时直接下降到主河道的河漫滩上,有时則如經常在古代冰槽谷上部分看到的悬谷。冰磧表現得很明显而且非常典型,甚至都分布到莫札尔特河各个最下游的支流里。例如,分布到古代城堡庫尔干以上的右岸支流河口上,就是在莫札尔特河刚一出山口不远的地方。

按照冰磧本身的特点來說,最典型的是莫札尔特河中游的右岸支流之一的陶普-达万小河。在这河的河谷里,有一个集中在距离很小地段上的終磧系。陶普-达万的下部冰磧向莫札尔特河河谷大大突出,差不多阻塞了整个寬敞的河谷。其基部的绝对高度是 1,940 米,而其後部則抬升到海拔 2,480 米。此冰磧直接高出河面 100—150 米。它是由巨大岩块及毫无滚圆度的結晶片岩和綠色火成岩及巨大的自形斜长石組成的物质所构成。这块冰磧具有典型的呈弧形排列的巨大岩块的冰川舌的形态。冰磧填充了整个冰川槽谷,并且以急陡之边坡劇然地向冰川槽的边緣部分下降。冰磧後部的表面,复盖着一层黃土状亚砂土,具有削平的表面。它和其余部分为岩块堆积和一层薄薄的岩屑土层所占据的部分的地形全不一样。陶普-达万小河在这个冰磧的上面穿过冰川槽,并且在下游沿着此冰川谷的右边緣流过。

在下部冰磧的上端,陶普-达万冰川槽为四列笔陡隆起的終磧岩块堆积。这些冰磧和第一冰磧截然不同。第一,它具有新鮮的完全未經风化的物质,第二,在这些岩块之間有很多塌陷。典型的是这样多的塌陷和其所处的高位地带的自然条件是不相符合的。这样的問題是在于这些冰磧是处在比較潮湿的森林带的气候条件下,这里产生着強烈的生物、化学、风化作用,土壤形成作用和生草化作用,因而有了这么多的未被冲积物填满的空隙,那就更強調地說明了这些冰磧物是比下部的冰磧物的年龄更輕些。这几列冰磧物的绝对高度为 2,605、2,780、2,850 米及 2,700 米。在第三和第四列冰磧之間,陶普-达万小河又重新凿穿了冰川槽谷。在第四列冰磧,即最上边的冰磧壠上有一个非常低下的河漫滩橫跨了整个冰川槽谷,其上全复盖着碎砾石。再往上走一公里就能看見現代冰川的尾端,其表面为坚硬的岩块岩盖所掩复。根据裂隙和流出的清彻水判断,可以得知这个冰川的主要部分乃是由純冰組成的。

陶普-达万河上的各冰磧之間的相互关系,冰磧物质不同的保存程度和岩块之間的不同填塞程度,它們的相互排列情况,所有这一切都說明这些冰磧和莫札尔特河出山口处的冰磧具有不同的年龄。

把所有这些冰磧和莫札尔特河的河成阶地作一互相对比,还有冰磧物质及冰磧地形相对的保存程度都表明这里的冰磧不是一个冰期,而是两个比較年青的独立的冰期形成的,即是属于第三冰期和第四冰期的冰磧。同时第三冰期造成了阻塞莫札尔特河河谷的陶普-达万河的下部終磧。而第四冰期却造成了四个阶段性的上部終磧壠。和陶普-达万河一样,在莫札尔特的冰川槽谷里也有这两个比較年青冰期的冰磧。第三冰期的冰磧已經完全隔断了莫札尔特河。在莫札尔特河的右岸的大支流土哥拜里奇流入莫札尔特河以下一公里的地方形成了一个宏伟的冰磧坝(图 7)。这个冰磧在这里有 2.5 公里长。莫札尔



图7 在土格别里河口以下阻塞南莫札尔特河谷的第三冰期的冰碛(Б. А. 费道罗维奇和严欽尙摄)

特河不断地錐削着这个冰碛，在这里形成具有近乎垂直谷壁的狭窄幽深山谷。在此冰碛形成以后不久，在冰川消融时期冰碛的上部便产生了一个湖。湖的存在可由保存完整的阶地来作证据。逆流向上，在土哥拜里奇和卡拉古里苏——右岸第二大支流——的河口之间，排列着忽大忽小的四个阶段性的莫札尔特河底终碛。它们的绝对高度是 2,540、2,580、2,600 和 2,630 米，冰川深谷的高度是 2,730 米(图 8)。



图8 在南莫札尔特河谷第四冰期第一阶地的冰碛(左面是里维角封在沙土层图中)
在这处台阶上可以看到冰碛的残存(Б. А. 费道罗维奇和严欽尙摄)

很典型的是在土哥拜里奇的河谷里也有四个阶段性的最后一个冰期的冰碛。在冰碛之下有现代冰碛的新岩块堆区。这些阶段性的冰碛之高程为 2,520、2,560、2,580 和 2,710 米。冰川深谷的高度是 2,778 米。应当指出，这个为岩石层所复盖不多的冰川，在最近时

期后退了很多。地形图上表明,在 1942 年进行测量的时候,这个冰川曾与其左侧支流合流为一,而在 1958 年夏季主冰川离开了它,向后差不多退移了 1 公里。类似的冰川退却不仅在最近几年,而且就在相当漫长的历史时期里,也已经在莫札尔特冰川上有了明显的表现。这里暴露出来的是完全新出现的高 70 米的冰川谷壁(图 9)。类似这样的情形,我们在莫札尔特河的另一大支流卡拉古里苏河上也碰到过。这里在由冰川的末端到和莫札尔特河汇合处的 8 公里长的河谷里,同样也有阶段性的终碛残积。它们和土哥拜里奇河谷里的冰碛不同,它们被冲刷作用破坏得十分厉害,可是就在这里也十分清晰地看出四个阶段性的终碛。在这些终碛壠之上散布着宽广的岩屑层和现代终碛及底碛的堆积。

很遗憾,我们没有机会考察一下莫札尔特河的其他支流。但是,这里非常鲜明地看出两个事实。第一,看到罕见的在比较潮湿的天山北坡完全见不到的保存得非常完好的一切终碛。第二,突出地看到相当清晰的四个迥然不同冰期时期的图景。而且第二冰期造成了不少于 6 个阶段性的冰碛,或者 26 个弧状冰碛,包括小的在内。而第四冰期造成了四个阶段性的冰碛。

为了检查根据从南莫札尔特河的主要河谷和其两个大支流及一个小支流的资料所得出的结论,Б. А. 费道罗维奇还考察了天山南坡莫札尔特河以西的一个支流的河谷,也就是强台林苏(塔拉克河)河底河谷。

此河在山麓平原地区和塔拉克,吉契克-塔莱克苏诸河汇流后形成漂砾——砾石的及圆砾石——砂质洪积扇。它和邻近的洪积扇(阿拉乌河和阿拉提河)合并为统一的倾斜平原。在平原境内河水渗漏散失,只有部分用来灌溉。灌溉用途在 1957 年曾有扩大,当时主要水量都被引进到砾石铺砌的水渠里,因之水渠里的水量流失情况就大大降低了。

在河流不断冲破着继续抬升的第三纪褶皱山岭卡达克-塔克的地方,在由洪积扇地表下露出侵蚀阶地和侵蚀-堆积阶地的地方就现露着岩块-漂砾冰碛地层。它不仅在最高的,即第四级阶地的斜坡上有其露头,而且在第二级阶地,即侵蚀阶地的表面也有其露头。这

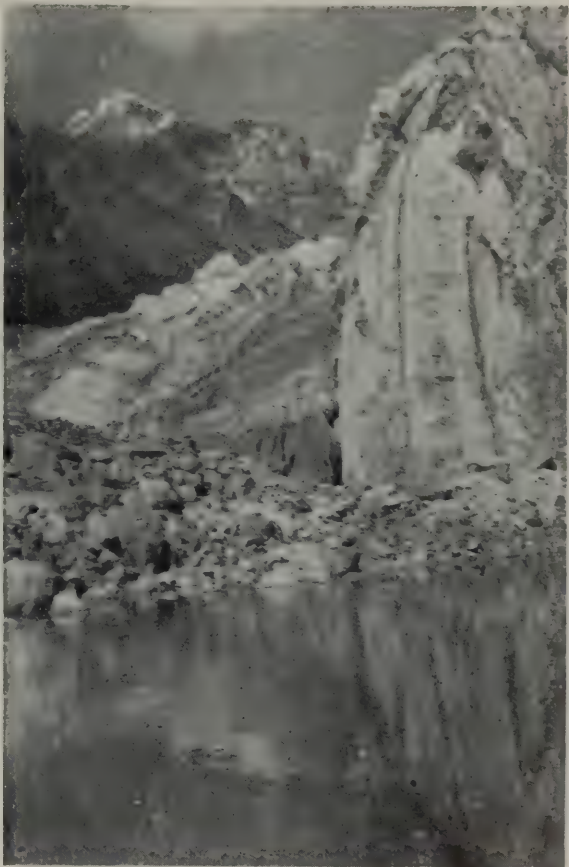


图 9 第四冰期的冰碛南莫札尔特现代冰川谷垂直壁(由白大理石组成),在历史冰川融化时现露,在前面是冰川小湖(Б. А. 费道罗维奇和严欽尚摄)

个阶地的剖面昭然若揭地显示出无任何分选和层次标志的冰碛层底结构。这冰碛既有細粒土物质，又有主要由花岗岩组成的直径约为 10.5 米的大漂砾和大岩块。

这个失掉自己原来地形的被河川冲毁了的(在第四阶地到第五阶地的形成时期)最古老的第一冰期冰碛，在 7 公里长的距离里出露于地面。这个阶地的基础位于海拔高度 1,500 米上，这个冰碛表面的第四级阶地上升到 1,616 米。因此它的厚度超过了 116 公尺。此冰碛层老远就能看见，因为在其上，在第二级阶地区，广泛分布着在第一阶段初期形成的冻结冰冻丘(图 10)。



图 10 第一冰期冰碛冲蚀面上的冰冻丘列克河谷山前出口处
(B. A. 費道羅維奇和严欽尙摄)

逆流往上，冰碛便被第三级阶地厚 3—4 米的粘土—砾石层所复盖。它妨碍了冰冻丘的形成。

再往上走，在第二个第三纪山岭之前广泛分布着较年轻的第二冰期的冰碛。它们完整地保存着自己的地形，并形成了由漂砾—大岩块的物质组成的弧状岩层系。它们的海拔高度是 1,600 米到大约 1,750 米。这些弧状冰碛表面和莫札尔特河河谷的冰碛表面一样，是直径为 10 米或 10 多米的大岩块的堆积层。如象 E. H. 謝里万諾夫所报导的，他所碰到的最大的大理岩岩块的长度有 32 米多。

因而，在强台林苏河流入平原的地方，能看到和莫札尔特河流入平原的地方具有同样的情形。这里同样是最古老的冰碛——第一冰期的——备受侵蚀和失掉了自己的原来地形。而第二冰期的冰碛却良好地保存着自己的原来地形。

在第一个第三纪的山前山脉卡达克—塔克及纵向山前谷地之上，在第三纪中生代山地地区，强台林苏河制造着幽深的几乎是难以攀登的侵蚀峡谷。

可是，再往上，在离强台林苏河入卡达克—塔克山前山脉的入口处以上 32 公里的地方(在它和塔拉克河汇流处以上 15 公里的地方)，在古生代地层里又可从新碰见第三冰期的冰碛堆积地带。它们被良好地保存在河谷右岸阴暗的山坡上。这里的冰碛有时分布在基

岩上,有时又分布在坡积-洪积层上。它們形成了 36 个冰碛壠,并且已为幽深的拗沟及峡谷所破坏。这是由于它們接近于饒有充沛降水量的森林地带的原因而造成的。冰碛的基部高度在谷底和在谷緣部分都不一致,河旁冰碛的高度为 2,300 米,河右岸冰碛的绝对高度为 2,650 米。冰碛的厚度超过 350 米(图 11)。

冰碛壠逆河向上长约 2 公里,而顺流向下长约 4 公里。尽管侵蚀作用很强烈,而这个冰碛在有些地方仍然保存着自己原生的丘陵—浅盆地和壠崗的特点。它的位置,和下部冰碛相隔的遥远距离,巨大的高程,以及原有的其中也包括終碛壠崗地形的厚度及其存在,所有这一切都說明这一最大的終碛是属于一个完全独立的时期,即第三冰期时期。

沿强台林苏河往上,紧贴这个冰碛另有一个位置相当低下和特别良好地保留着自己的原来壠崗—浅盆地地形的冰碛。具有鲜明的特征是,这一冰碛的地形既未被当地逕流所破坏,也未受到旁侧支流的割切。这些冰碛的地面的绝对高度是 2,458—2,510 米,谷基底的海拔高程为 2,340 米。冰碛的厚度为 120—170 米。这个冰碛完整无损地保存下来,証明它在年龄方面

和上述的那几个冰碛绝然不同。这使我们认为,它是第四冰川期第一阶段造成的終碛。向上走 3 公里,在绝对高程 2,470 米地方的左河岸上,有 1 公里长的河面上揭示出的地层。在下部高出河面 60 米的地方有一个不成层的大岩块冰碛层的产状。往上,其上面固結着一层厚约 30 米的层次分明的砾石淤积层。在此砾石淤积层上又有第二个同样无层次的岩块—碎石—粘土冰碛层,也有 60 来米厚。这一冰碛层上又复盖着受多次侵蚀的无滚圆度的成层冰碛地层,厚度约为 50 米。把这些地层和其他冰碛及阶地互相对比的结果,使我(B. A. 费道罗维奇)认为两个上部冰碛层(未受侵蚀的和受过侵蚀的)是属于第四冰期第二阶段的冰碛,因为它的绝对高程约为 2,670 米。

沿强台林苏河往上,挨次走上 15 公里到冰川基脚下,河谷便有保存得极好的宽敞的谷壁急陡的冰川槽的特点。在冰川槽的谷肩上还保存着一切较古老的冰川作用的残积,而特别鲜明地能看到两个最后冰期形成的侧碛。在河谷底上部这一段,每一个支流都在



图 11 在强台林苏谷地中第三冰期的終碛
(B. A. 费道罗维奇和严欽尙摄)

形成着阻塞主干河谷的高厚的冰水的和泄瀉(泥石流急流)的冲积扇和冰碛。

正如在一切山脉里,其中也包括天山在内常发生的情况:最后冰期阶段性的冰碛是由于冰川緩慢向前推进的结果在其整个退后的过程中形成的。因而冰川之压力比較微弱,在遇到高厚的側谷岩块冲积錐,而且是被地层的冰冻作用固結的冲积錐的时候,冰川就显得无力冲破它們,就把自己阶段性的冰碛堆积在最大的冲积錐的上部边缘地方。这一过程无疑地也发生在强台林苏河的谷地里。但是,除此而外,既然这个地区是由比較容易受破坏的片岩組成,那当然在这里就广泛地发育着极为强烈的山坡移动作用,尤其是高厚的倒石堆。同样也发生在非常湍急的泥石流急流的沉积物上。这峡谷的上部分,每一个側流都造成了自己的終碛。

由于所有这些作用的配合,因而主要河道的阶段性的終碛在上游地区保存的情况很坏,以致于使得我們在作路綫考察时很难分清第四冰期的上层阶段性的終碛的数量。可是,更正确点說,應該是强台林苏河谷也象南莫札尔特及其支流上的冰期一样,有四个冰期。

很典型的是强台林冰川,更正确地說是組成强台林冰川的两个大小相同的冰川,在最近年代里大大地后退了。在1942年冰川还曾連成一片,而当我們去考察的时候(1958年10月4日)它已經分离了。在这两个移开了的冰川谷緣上,异常分明地看到冰川急陡沉降的緣壁有40—60米高。这个沉降的緣壁显然是在相当漫长的時間形成的。在这漫长的時間的过程中,冰川已經后退了大約2.5公里。

研究与强台林冰川相邻近(西面)的卡契卡尔-巴什冰川是頗有兴趣的。这个冰川是完全属于另外一种类型。照例是天山上一切宏伟的独立的山谷冰川都隐藏在幽深的現代冰槽谷里。这些冰川谷之外有古代冰川槽延伸,而在最大的河流上,在河谷的下段永远都有純粹侵蝕的特点。与这条規則(与旁側冰川无关)不同,卡契卡尔-巴什現代冰川的冰川谷无任何古代冰川的延續部分。它直接向陡傾斜的洪积扇过渡,并逐漸和山麓平原合并的辽闊的高厚冰碛堆积物地区接連起来。可惜,由于時間的不足,我們沒有可能弄清这个滿有意思的冰川冰碛物。我們及陈治平——中国科学院新疆綜合考察队的考察人員——对这些冰碛进行的考察証明,这个冰川的冰碛物占据着非常辽闊的原野,有时形成弧形冰碛壠,有时形成陡傾向的侵蝕表面。

* * *

在本文里我們只是依据直接的和最明晰的各个古代冰期变动标志的終碛研究了天山的古代冰期問題。自然我們把我們的这些結論用終碛和表現显著的冰川谷谷肩和几乎到处都保留着的側碛及表現极突出的河成阶地对比的方法进行了多次检查。我們沒有可能在这里援引所有的資料。但是,这三次的检查使我們認為这些結論絕不是偶然作出的。这可以用这样的事实来証明,即我們的結論在关于一切毫无例外的我們考察过的主要河谷及旁側河谷的构造都是一致的。

因而,我們已成功地弄清了那些事实,尤其是比較干旱的天山南坡普遍地說明了同一

个事实。凡是保留有終磧的地方，我們都有明显的証据証明它們是属于年代极不相同的冰期时代。冰磧年代不同既反映在它們原来地形保存完整的程度上，反映在它們組成的物質的保留完整的程度上，反映在它們的极不相等高度和离山頂的远近距离上，同样也反映在冰磧对为漫长的河谷下切的各阶段所隔离的河成阶地的依附关系上。

最古老的第一冰期的阶地已被侵蝕作用破坏，完全失掉了自己的原来地形，而第二冰期的終磧沉积物还良好地保留着自己的地形，呈弧形壠崗羣，其相对高度达 30 米之多。

这两个較古老的冰期的冰磧，在許多情况下，都是在最巨大的冰川山岳的山脚下向山麓平原延伸。

和它們不同，两个較后期的冰期，即第三冰期和第四冰期的冰磧隐藏在深山里的河谷地段。其中第三冰期的冰磧被搬移到不远的地方。虽然，強台林苏河上的冰磧已被切割成单个的壠崗。

第四冰期阶段性的終磧則相反。它們普遍是互相間隔 1 公里，或 5—7 公里，而且整个第四冰期的冰磧的特点是在組成冰磧的岩块之間有空隙。虽然这些冰磧石通常处在这里的細粒土形成作用极为活跃的最潮湿的森林地带¹⁾。

因此，所有这些都无可爭論地說明我們已闡明了的不是一个或两个冰期的阶段，而是闡明了保存极好的天山的四个独立的第四紀冰期的見証人。

很可能，对認為是上新統一下第四紀的断层錯动的高厚的砾石—漂砾冰水地层作进一步的分析研究后，就会象一些天山考察家愿意認為的那样，再能分几个較古老的冰期。这些冰期可能成为与高加索阿克恰格尔和阿普什浪的冰川作用相类似的冰期。可是，現在根据直接研究冰磧层和冰磧地貌的結果，我們認為，所有已获得的事实最低限度也說明了天山有四个独立的第四紀冰期。

至于談到天山冰期的特点，如曾叙述过的，在其現代冰川地区須划分三个不同的类型：1. 山羣冰期或高山結冰期。2. 阿尔卑斯山型的窄狹山脉的冰期。3. 具有风化破碎山岭山脉的复盖冰期。除現有的三类冰期而外，在昔日所有冰川作用的过程中，在天山上还存在过第四类冰期，即山間盆地底冰川复盖层（图 12）。

这样一来，广泛流行着的認為在第一冰期时期存在过的只是复盖冰川作用时期，而然后它又普遍为山谷冰川所迭換的观点。我們認為前者不对，后者亦不对。甚至有时还得作些修正。好象是在第二冰期时期普遍盛行的是复盖冰期和冰川舌的过渡类型。无容怀疑，随着地形的發展，山谷冰川作用就有些增长。但总的說这一观点和上述事实是完全不相符合的。此外，还不能忘記，天山大多数巨大山谷的年齡都比它的冰期的年齡更古得多，而在那些曾有过山谷的地方，冰川不能不下降于谷地之內。

在考察天山冰期发展情况的时候，如象在其他山系里一样，特別惹人注目的是这样一个事实，即是随着山地的抬升，山地冰川作用的面积不但沒有增加，反而还縮小了。

1) 必須指出，天山南坡上的森林不象北坡那般延伸到 2,600—2,800 米，而是延伸很高，直到 3,200—3,400 米高的地方，并且一直延伸到現代冰川，部分还要高于冰川舌的基部。

直到現在，人們特別經常把這一現象只和日益漸增的干燥气候联系在一起。这一观点在 1940 年曾被采用到亚洲中部的地区。我們不来講这一独特的課題，我們只指出一点，就是我們現有的資料使我們認為，山地冰川面积的減少，在很大程度上不仅仅应当和逐漸減少的降水量及逐漸升高的溫度联系起来。而且起相当重要作用的还有随着山地的抬升，由較潮湿的地带变成較干旱的垂直带的面积的对比关系也不断地剧烈地在发生着变化。

(刘西平 譯)

参 考 文 献

- [1] Калецкая М. С., Авсюк Г. А. и Матвеев С. Н. Горы юго-восточного казахстана. Алма-Ата 1944.
- [2] Резниченко В. В. Оледенение на северном склоне массива хан-тенгри Геол. Вестник, № 6, 1928.
- [3] Селяванов Е. И. и Чжан Цзун-шю Новые данные о древнем оледенении юго-западного склона монгольского алтая. Сборник докладов первой геологической конференции. Пекин, 1957, на китайском языке.
- [4] Сяницын В. М. Северо-западная часть тарымского бассейна. АН СССР, 1957.
- [5] Сяницын В. М. Географические наблюдения в высокой Азии, изв. АН СССР, серия географическая, № 3, 1958.
- [6] Тезисы всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода секция средней Азии и казахстана. Изд. АН СССР, М. 1957 г. 73 стр.

东天山水文的某些特征*

И. Т. 庫茲涅佐夫

对东天山水文条件基本地理特征的系统研究,只是在最近几年来,由中国科学院新疆综合考察队水文组开始进行的。在1957—1958两年当中,水文组搜集了野外材料,并在当地机关协助下获得了很多资料。这些资料主要是新疆维吾尔自治区水利厅和生产兵团的水文工作人员供给的。但是,东天山水文的研究仍然很不够,还缺少为进行深入的水文分析所需要的材料。

如果说目前对东天山水文条件进行详细的数据性的分析还不可能的话,那么,所搜集的材料对径流过程与周围景观的关系进行本质性的分析却已提供了广泛的可能性。这种对水文过程的本质性的分析,对任何一个欠缺研究的地域来说,都是水文特征研究的必然阶段。在这当中,这种本质性分析的阶段不仅具有理论意义,而且具有巨大的实践价值,它为水利资源的进一步研究开辟了道路,是水利资源研究迫切需要的。这种情况也是由中国水利工程建设的要求所决定的,因为中国水利工程建设在最近几年来具有空前的规模。

本论文研究的范围仅限于东天山河流补给来源、多年平均径流分配的基本规律和山间盆地水文作用的分析。

一、河流补给来源

在 M. И. 李沃维奇“世界河流水流情势的各要素”一书中,我们可以找到关于东天山河流补给来源作用的评价,在这部著作里描述了关于东天山河流补给的特性。

李沃维奇把东天山的河流分为两种类型:以冰川和高山积雪补给为主的高山河流(冰川和高山积雪的补给低于年径流总量的50%),和由地下水补给的前山河流(占年径流总量的50%到80%)。M. И. 李沃维奇的这个结论不是根据实际材料的分析,而是根据一般的地理规律得出的。在这当中 M. И. 李沃维奇所说的冰川补给是指冰川与分布在雪线以上的高山积雪的融水(有时人们用“永久积雪”这一术语称呼高山积雪)。应当强调指出,李沃维奇的分析正确地指出了东天山河流补给的两个极端类型:冰川与高山积雪补给和地下水补给河流类型。然而,除了这两个极端的补给类型以外,还有几个过渡性的补给类型。

根据流量过程线(87个)的计算和各季节径流量的分析结果表明,差不多东天山所有

* 在编写本论文时主要使用了新疆综合考察队水文组的材料。水文组的成员为:郭敬辉、李海、湯奇成、苏立功、张毓威、范如敬。

主要河流都有冰川补給。只有东天山东南边缘地区的河流是例外。但是只有那些发源于东天山主要冰川羣的河流冰川补給的比重較高。如发源于伊連—哈比尔格山脉、哈雷克套山脉西部和汗騰格里峯周围的冰川的河流即属此种河流。在冰川与高山积雪附近的控制断面上,冰川补給能到达 80%。

高山河流的第二个补給来源是冰川与永久积雪融水补給的地下水。地下水充满于高山的細土复盖层中(在这种細土复盖层中沼泽广泛地分布着),同时还大量存在于砾石堆积、山麓堆积和大块的冰磧石碎砾沉积层中。在高山河流中,地下水补給占年径流总量的 20—25% 或更多。

应该考虑到:在 4,500—5,000 米以上的绝对高程上,降水在全年中均以降雪形式出现。一部分降雪在本年内就形成了径流,而其余一部分降雪则补給了冰川和永久积雪。这就是說,甚至在高山河流的冰川补給中也应区分出冰川与永久积雪融水的补給和季节雪的补給。然而不能把“冰川补給”的两个組成部分分割开来。

季节雪和半季节雪的融水在河流补給中所占的比重随绝对高程的减少而增加。而在下部高山带(在“永久积雪綫”之下)和中山带季节雪融水是河流的主要补給来源。对发源于下列山脉的河流来说,季节雪和半季节雪的融水在河流补給中是占主要地位的:即发源于坎土曼山脉的河流,发源于博洛霍洛山脉的河流,发源于納拉特山脉的河流,发源于哈雷克套山脉东面的河流,发源于柯克鉄克套和博洛霍坦山脉的河流,发源于博格多山脉和这个山脉以东的东天山山地的河流。季节雪和半季节雪融水的补給在上述河流的年径流总量中多半要占 50—70% 这主要与固体降水有关。因为在 3,000—4,500 米的绝对高程上,甚至在夏季的月份里,降水也经常以降雪的形式出现。

冰川和永久积雪在上述山脉中分布是不广的,冰川补給只占次要的地位,在年径流总量中不超过 15—25%。地下水补給在年径流量中所占的比重也大致如此。在上述山脉河流的补給中,也有一些降雨部分,当然降雨部分的补給量是不大的,一般不超过年径流总量的 5—10%。

在低山带,在东天山的东南部(觉洛塔克、柯孜勒塔克和庫魯克塔克等山脉)和柯坪塔克、依木干套、卡拉鉄克和丘里塔克等山脉上,降雨在径流形成过程中的作用有明显的增加。这里具有代表性的季节性的河流中,年径流总量的 80—100% 都要依靠降雨形成。径流常具有泥石流的性质。在本文研究的地域上的間歇性河流的补給中,地下水和季节雪融水占的比重是不大的。

研究降雨在低山季节性河流补給中占主要地位的原因时,应该考虑到下列事实:即降雨在季节性河流补給中占主要地位的情况首先是由积雪层不厚和积雪层不稳定引起的。由于温室效应¹⁾和雪面蒸发的原因,雪在融雪开始之前很久就已经消失掉了。既然融雪不能造成大量融水,因此地下水丧失了自己最主要的补給来源,儲量是不大的,并且很快就

1) 温室效应指在不厚的积雪层上,由于太阳辐射可使底部的雪逐渐溶化,与温室中太阳光通过玻璃使室内的温度增高作用相类似。

耗損掉。

在东天山前山帶經常可以看到一种特殊型的水流,这种水流差不多完全是由地下水補給的(占年径流总量的80—100%)。就象在我們中亚細亞一样,当地居民把这种前山河流称为泉水河(карасы)。这种河流在东天山北麓的前山帶是經常可以看到的,而在东天山南麓,这种河流很少。前山地下水儲量可以通过不同方式得到补充。在沒有山前第三紀壠崗的地方(例如在东天山北麓奎屯河以西)前山帶地下水的主要補給区位于山地,水流从山地以地下方式到达前山帶,并在前山帶形成泉水河。

在山前第三紀壠崗阻住河流去路的地方,前山帶地下水補給的主要来源則是滲入冲积扇卵石沉积层的河水。这种冲积扇分布在河流从狹窄的峡谷或河谷穿过山前第三紀壠崗之后。最后,前山帶地下水儲量補給来源是所謂“回归水”,这是一种从灌溉系統和灌溉田地滲入地下而到达地下水水位的水流。

根据上面的論述,可以看出东天山河流都是具有混合補給的性質,在補給来源的分配中,可以看到非常明显的垂直方向的地帶性。天山的主要河流¹⁾都要穿过所有或大多数的補給地帶,每一个河流的主要補給来源都是集水面积高程曲綫的函数。比如說,如果大部分集水面积在高山,那么河流的主要補給来源就是冰川補給;如果大部分集水面积在中山,那么河流的主要補給来源将为季节和半季节雪的融水等等。

东天山河流集水面积的高程曲綫是多种多样的。然而可以对这种多样性进行分类;并以此种分类作基础,根据主要補給来源把所研究地域内的河流分为以下几类:

- 一、以冰川和高山雪水補給为主的河流;
- 二、以高山雪水和冰川補給为主的河流;
- 三、以季节雪水補給为主的河流;
- 四、以雪水和雨水補給为主的河流;
- 五、以雨水補給为主的河流;
- 六、以地下水補給为主的河流。

各种类型河流在东天山分布的情况大致如下:在出山口的地方,以冰川和雪水補給的河流是不多的,只有几条,这就是瑪納斯河、奎屯河、莫札尔特河、北莫札尔特河、旗里比切克河和一些发源于伊連—哈比尔格山脉汗騰格里区的冰川羣和哈雷克套山脉西部的河流。这就是以冰川和雪水補給为主的所有河流。在上述河流的補給中,冰川占的比重接近年径流总量的40—50%。

具有雪水和冰川補給的河流比較多。除了上面指出的东天山的某些部分以外,这种类型的河流在博格达山脉、博洛霍洛山脉和其他一些地区也可以見到。因为在这些地方分布着冰川和永久积雪。季节雪和半季节雪的融水在此种类型河流的補給中占年径流总量的50—60%,而純冰川補給不超过25—30%。

1) 泉流河除外。

以雪水补給为主的河流看起来是分布最广泛的。除去东天山的东部和东南部的边缘地区,以及东天山的低山带以外,这种类型的河流到处可以看到。季节雪和半季节雪融水的比重占年径流总量的70—80%。

以雪水和雨水补給为主的河流对东天山东部边缘地区来说是具有特征性的。在这里还可以看到雨水补給的河流,雨水补給在这种河流的年径流总量中占80%或甚至更多。絕大多数东天山低山带季节性水流和絕大多数发源于觉洛塔克、柯孜勒塔克、庫魯克塔克、柯坪塔克、伊木干套和丘里塔克等山脉的河流都属此种类型。

地下水补給河流正象上面所指出的基本上分布在东天山北麓的前山带。

根据对东天山各种不同河流补給来源的研究,可以确定这些河流径流的年内分配情况要远比人們所想象的更为复杂得多,研究地域上的絕大多数河流都属于 M. И. 李沃維奇称之为“高加索型”的水流情势。这种类型的河流主要具有夏季径流,这是由径流补給主要为冰川和高山雪水补給的情况所决定的。实际上,差不多东天山所有河流都具有丰富的夏季径流,但是它的成因是不同的。夏季丰富的径流有时是冰川补給所引起的,有时是季节雪融水补給引起的;而在低山带河流上,夏季径流是雨水引起的。除了这种类型的水流情势以外,还应区分出泉水河(карасы)型的水流情势。它的特点是全年具有相当均匀的径流。

根据 Б. Д. 札伊奇柯夫的河川径流年内分配的分类方法,东天山的河流应属暖季洪水河流。对这种暖季洪水河流应该区分出径流年内情势的几个类型。这种类型的区分应该是当前的任务之一。

对东天山河流补給来源所进行的这种基本上属于本質性的分析,揭示出积雪之融水在河流补給中的主要作用。积雪融水在研究的地域上的所有河流年径流总量上所占的比例都不少于60%。如果再加上20—25%的地下水补給(正象上面所指出的,地下水基本上是由滲漏到細土复盖层的季节雪和半季节雪的融水形成的),那么积雪融水在东天山河流径流形成上的巨大意义将是无可爭辯的。因此,对积雪层、积雪的情势和分布規律、融雪过程、融化之雪水径流及径流損耗等问题的研究也将是东天山水文研究方面的当前任务之一。应该指出,由于所处的绝对高程不同,季节雪和半季节雪之融水之径流系数也有极大的差别,大致为0.3—0.8¹⁾。上述径流系数变化范围的低值对下部中山带和低山带是适当的,因为这里融水径流的損耗非常大;而上述径流系数变化范围的高值对上部中山带和高山带是适当的,因为这里融水径流損耗很小。冰川与永久积雪融水之径流系数是相当大的,接近于1,而雨水的径流系数根据現有資料来看是在0.5—0.3的范围内变化着。

应该根据补給的特征,区分出融水最大径流和雨水最大径流。差不多完全由冰川和高山积雪融水引起的最大径流的模数比較小,一般不超过500公升/秒(瑪納斯河、奎屯河、莫札尔特河及其他冰川补給类型的河流)。雨水最大径流的模数出现于低山河流,

1) 在濒临东天山的地域上、在中亚細亚及哈薩克斯坦南部山脉上,融水之径流系数都在这一范围内。

模数接近 1,000 公升/秒,而在东天山南麓的某些无名的季节性水流上(这种水流的集水区分布在第三紀壠崗范围之内),最大径流的模数达到 2,500 公升/秒。在这些我們知道的单一成因的最大径流模数之間还存在着混合形成的径流模数,即由融水和降雨混合形成的模数。这种最大流量應該分划开来,并分别进行研究。在这当中要特別注意由融水引起的最大流量和由降雨引起的最大流量的吻合率。

二、多年平均径流

关于东天山大部分地域的多年平均径流的分布作如下的分析。这种分析是以 41 个测流断面的径流資料做基础的。我們未能得出平均径流与河川流域平均高程之間的任何滿意的关系。这种情况并不是由于此种关系根本不存在。毫无疑問,这种关系是客观存在的。主要是由于缺少适用的詳尽的地形資料,使我們不可能得出径流量与河川流域平均高程之間的关系。我們尽量使用了各种間接的方法来弥补实际資料的不足,比如以土壤-植物带代替,分析是否存在冰川和高山积雪,最后还使用了年降水量的实测資料和延长資料。同时,1957 年与 1958 年夏季的野外工作使我們有可能大致确定出河川径流形成过程結束和开始径流散失的界限高程。

对多年平均径流分布进行詳細研究以后不难看出,河流的单位水量自西往东在极有规律的減少着。年降水总量也在按上述方向減少。此外还有一点是特別重要的,即夏季降水自西向东有所增加,而冬季降水自西向东逐漸減少。西部冰川的尾端比东部低很多。

自西至东共有三个径流丰富的封閉区。这三个封閉区分別位于 400 毫米、300 毫米、200 毫米三个径流深度等值綫上。在西部,丰富的单位水量区包括有哈雷克套山脉的大部分,在东天山中部丰富的多年平均径流区位于伊兰—哈比尔格山脉的高山带。最后,以 200 毫米等值綫圈出封閉区位于博格达山脉最高的部分。

在冰川尾端莫札尔特河上所进行的少数观测表明,在汗騰格里峯、胜利峯及其他 7,000 米山峯的所在区内(这些山峯頂峯高高聳立在东天山最大的冰川羣之上),多年平均径流深度接近 800 毫米。我們暂时还没掌握到可以解释这个数字的資料。但是我們却能指出,在中亚細亚相似条件下,位于降落很低的冰川舌附近的控制断面上,В. Л. 舒里茨所获得的径流模数到达 150 公升/秒,称之为“冰川径流”(大致等于 4,750 毫米的径流深度)。

在哈雷克套山脉上等于 800 毫米的“冰川径流”区的面积是不大的。但是圍繞在它周围的具有 400 毫米径流深度的丰富河川径流的封閉区的面积却是相当大的。我們认为,对于这个区域來說,和其他两个地区,即伊兰—哈比尔格山脉与博格多山脉具有 5,500—6,500 米绝对高程的最高部分一样,山区的高度是决定丰富的河川径流的主导因素之一。上述的山脉大大高出在其他山脉之上,这些較低的山脉虽能挡住湿氣团进入下层和中层的山区,但却不能挡住湿氣团进入上层的山区。哈雷克套、伊兰—哈比尔格山脉和博格达山脉的綫綫方向也具有重要意义。它决定了这些山脉的湿润程度,因为气团基本上是从西北方向来的。

我們沒有根据認為,上述东天山最高的部分是具有大气降雨最多的地带。相反,正象其他任何一个高山区一样,在东天山的高山区所获得的大气降雨比中部山区要少。但是高山带河川径流的损耗要少,而与此同时,中部山区河川径流的损耗却要到达 0.5 或甚至更多。由于存在着这两种地带的差异性,結果,大气降雨较少的高山带集水区比获得大气降雨較多的中部山区集水区有更多的单位水量。因为,这中部山区的河川径流的耗損是大的。

具有最大河川径流的区域和具有最多降水的最湿润的区域不一致的原因之一是围绕山区的荒漠的干燥化影响。导致蒸发量增加的这种荒漠的干燥化影响最强烈地表现在低山带和中山带,在高山带,則表現得不十分明显。

为荒漠环绕的东天山山地的一个特点是河川径流系数比位于相邻地理地带的山区——比如阿尔泰山区、薩彥岭山区及其他——要小。

由于荒漠的干燥化影响,在 2,500 米或更高的绝对高程上的东天山封闭性山間洼地上,形成的河川径流是非常有限的¹⁾。山間洼地的底部起着天然蒸发皿的作用,明显地耗減着河川径流,大、小尤尔都斯盆地可以作为說明这种現象的例子。

高山带具有丰富的河川径流,而与之紧紧相邻的却是实际上不产生河川径流的具有很大高程的山間洼地,这种現象在自然界是非常少見的,它是东天山的一个水文特征。除了上面指出的洼地以外,类似的現象我們在位于較低地表的拜城盆地和焉耆盆地也可以看到。

河川水流自西向东有規律的縮減現象同时也說明了多年平均径流分布上的另一規律性。在同一绝对高程上,东天山西部的径流深度要比东部大。可以对具有大致相同的湿气团通过的集水区进行对比。埋藏于山区深处的、与湿气团隔絕的集水区,虽然位于很高的山脉上,但所具有的水量却是不大的。具有这种現象的山脉有坎土曼山脉、阿烏拉勒山脉、博洛霍坦山脉和其他一些径流深度不超过或稍稍超过 200 毫米的山脉。

三、山間盆地水文作用的分析

我們对于为进行大尤尔都斯、小尤尔都斯、焉耆、拜城这四个盆地的水量平衡分析所必需的观测資料掌握的不多,因此,需要对水量平衡各要素和自然地理条件及經濟活动之間的关系給以很大的注意。由于进行了水文地理的分析,我們可以闡明上述各盆地的水文实质。这就能帮助我們弄清开都河、孔雀河及莫札尔特河(渭干河)等河流径流形成的特点,并帮助我們在編制水利开发规划的时候考虑这些特点。

(一) 大尤尔都斯盆地和小尤尔都斯盆地的水量平衡

在这两个盆地地上有同名的河流通过,这是开都河的上游。开都河从大尤尔都斯盆地

1) 这里应该強調指出为大家所熟知的那种我們所划出的平均径流的零值等值綫的假定性。实际上,甚至在准噶尔最干旱的中央部分和靠近塔克拉玛干沙漠的地方,也会出现不大的季节性的局部径流,这种径流大致有数毫米。

流出后奔入窄狭的峡谷，而从小尤尔都斯盆地出来后就进入窄狭的山间谷地。无论是在谷地上还是在峡谷上，冲积物沉积层极不发达。因此，从两个盆地流出的地下水量是很小的。作为初步分析，这个很小的地下水量可以忽略。在这种情况下，每一个盆地的水量平衡将有下列形式：

收入部分：

1. 进入盆地的地表水流入量 ($y_{地表}$)
2. 进入盆地的地下水流入量 ($y_{地下}$)
3. 落在盆地上的空中降水量 (x)

支出部分：

1. 沿开都河从盆地流出的水量 ($y_{出}$)
2. 盆地表面的总蒸发量 (z)

$$y_{地表} + y_{地下} + x = y_{出} + z$$

(1)

这个方程式使我们有可能大略估算出进入盆地的地表径流和地下径流，并查明河川径流的蒸发损耗。在这当中，盆地底部沼泽化地面的沼泽蒸发量采用的是开放性水面的蒸发量。盆地底部的其他地方，即较高的部分，采用的蒸发量等于年平均降水量。实际上这个值是偏低了的，因为盆地内的地下水埋藏不深，也在发生不大的蒸发。但这种蒸发就不予计算了。

小尤尔都斯盆地的水量平衡——小尤尔都斯这一山间盆地之底部面积为 875 方公里，其中包括沼泽、牛鞭湖、汶流、套河的面积 450 方公里。

位于小尤尔都斯谷地的巴音布拉克水文气象站的观测表明，小尤尔都斯盆地(大尤尔都司盆地也是一样)每年的水面蒸发量等于 750 毫米。在这个站上，1957 年记录的年降水总量为 166 毫米。这一年的降水量是低于降水均值的。根据巴音布拉克站与其他站的降水量的对比，可以得出降水量均值接近 250 毫米。

把水量平衡的各个已知值填入上述的方程式(1)则得：

$$y_{地表} + y_{地下} + 0.21 \text{ 立方公里} = 0.99 \text{ 立方公里} + 0.45 \text{ 立方公里} \text{ 这样 } y_{地表} + y_{地下} = 1.23 \text{ 立方公里}$$

在上述水量平衡中，小尤尔都斯河的径流量是根据观测资料延长了 19 年的。

现在暂时还不可能确定出，1.23 立方公里的总水量中有多少是以地表径流的方式进入小尤尔都斯盆地的，有多少是以地下径流的方式进入上述这个盆地的。目前只能这样说，一大部分水量是以地表径流的方式，而较小的一部分是以地下径流的方式。但地下径流实际上也是十分丰富的。地下水的溢出形成了一条不大的河流和一些小溪。这些小溪发源于小尤尔都斯右岸的石灰岩丛中。1958 年 7 月曾在上述这条不大的河流上测过流量，测得之流量为 3.5 立方米/秒。

大尤尔都斯盆地的水量平衡——大尤尔都斯盆地底部的面积为 2,100 方公里，其中包括沼泽、湖泊及其他水面面积 650 方公里。其他的计算资料和小尤尔都斯盆地水量平衡分析中所使用的是一样的。开都河的径流量是这样计算的，即由拜尔基水文站的流量减去从河流开始进入峡谷至河流自峡谷流出这一河段上汇入开都河的一些小河的径流量。这些小河的径流量是根据东天山地区多年平均径流草图估算的近似值。

把原始資料填入方程式(1)則得:

$y_{\text{地表}} + y_{\text{地下}} + 0.52 \text{ 立方公里} = 2.66 \text{ 立方公里} + 0.85 \text{ 立方公里}$ 这样 $y_{\text{地表}} + y_{\text{地下}} = 2.99 \text{ 立方公里}$ 。

进入大尤尔都斯盆地的总水量 2.99 立方公里中有 0.99 立方公里是由小尤尔都斯河流进的, 而其余的 2 立方公里的水量是由进入大尤尔都司的一些河流和从围绕盆地的山区流下来的地下水供給的。

上面所进行的水量平衡表明, 由于盆地底部的沼泽、湖泊及其他水体非常发达, 結果, 开都河一年內要在大小尤尔都斯盆地耗損 0.55 立方公里的水量。这就等于开都河在进入焉耆盆地时的年径流总量 3.7 立方公里的 15% 左右(3.7 立方公里的年径流总量是根据延长的 19 年資料得来的)。开都河耗損的总水量中的 0.225 立方公里是由小尤尔都斯盆地底部的水体上蒸发掉的, 而其余的 0.325 立方公里是由大尤尔都司盆地底部的水体上蒸发掉的。

(二) 焉耆盆地的水量平衡

有开都河从峡谷进入的焉耆盆地的面积为 6,000 方公里, 而盆地的集水面积为 27,000 方公里。但是, 从这样大的集水面积进入焉耆盆地的水量是极不平衡的。差不多全部水量都是从西北方和北方进入盆地的, 即从补給开都河、黄水沟、阿尔麦特河、清水河、渠惠沟、烏斯塔拉河等河流的天山各山脉进入盆地的; 而从其余的集水面积上进入盆地的地表径流是不多的。在这样的集水面积上沒有經常性的水流, 季节性的河道网也极为稀疏。

进入盆地的水分的第二个来源是空中降水, 降水非常有限。比如, 根据焉耆 8 年的观测資料来看, 年平均降水只有 57 毫米。在前山带降水量較多, 一年达 100—120 毫米(根据水文气象站的观测資料)。

水分进入的第三个来源是地下水。这种地下水是非常特殊的, 絕大部分都是在盆地本身范围内的河川径流損耗的水分(河流的河槽、渠道、灌溉田地等損耗的水分)。因此, 河水之外进入焉耆盆地的地下水是极其有限的。

进入盆地的河水和空中降水之大部分由博斯騰湖蒸发掉了, 而其余的水量則沿孔雀河泄出。孔雀河是从有开都河汇入的博斯騰湖流出的河流。

孔雀河在从焉耆盆地流出后沿窄狹的峡谷切入坚硬的岩层, 峡谷复盖的冲积物沉积层不厚, 因此从盆地流出的地下水量实际上等于零。

根据上面的分析, 焉耆盆地的水量平衡将有下列的形式:

$$y_{\text{地表}} + x = z + y_{\text{孔}} \quad (2)$$

式中 $y_{\text{地表}}$ ——进入盆地的地表水流入量;

x ——落在盆地表面的空中降水;

z ——盆地表面及博斯騰湖水面的总蒸发量;

$y_{\text{孔}}$ ——沿孔雀河从盆地流出的水量。

上面列举的各要素中我們知道 $y_{\text{地表}}$, x 和 $y_{\text{孔}}$ 的概略值, 这样我們就能估算出总蒸发量。

$$3.7 \text{ 立方公里} + 0.3 \text{ 立方公里} = 1.1 \text{ 立方公里} + z$$

这样 $z = 2.9 \text{ 立方公里}$

正象上面所指出的,在所进行的水量平衡分析中,总蒸发量是包括博斯騰湖水面蒸发和丛生芦苇的湖周围的沼泽面的蒸发。正象博斯騰湖水量平衡分析所揭示出的,这些水体上的蒸发量等于焉耆盆地表面总蒸发量的一半还多(1.51 立方公里)

(三) 拜城盆地的水量平衡

拜城盆地的水量平衡是由下列各要素组成的:

收入部分:

1. 河川径流量和季节性水流径流量;
2. 地下水径流量;
3. 空中降水量。

支出部分:

1. 盆地表面的总蒸发量;
2. 沿莫札尔特河(渭干河)流出之水量;
3. 沿莫札尔特河之冲积物沉积层流出之地下水水量。

莫札尔特河在千佛洞峡谷段的冲积物沉积层一般說来是很薄的。在河槽上經常出現不透水的基岩露头,因此从拜城盆地流出的地下水水量是不大的。作为初步分析,这个数值可以略去不計。而且,在目前的水文研究阶段上,只能就山間洼地或盆地的水量平衡要素的約略值进行分析。

现在有两个数值还不知道,即进入拜城盆地的地下水径流量和拜城盆地表面的总蒸发量。然而,对莫札尔特河在拜城盆地范围内水量变化的分析,使我們有可能对直接进入拜城盆地的地下水水量可能的数值(回归水在外)做出某种推断。

庫車水利队水文工作同志所进行的計算表明,莫札尔特河(渭干河)在拜城盆地范围内所获得的地表径流为 1.21 立方公里,而莫札尔特河在流出拜城盆地的地方(千佛洞峡谷)的径流量为 2.0 立方公里。在这当中拜城盆地范围内河流水量的蒸发量每年为 0.1 立方公里¹⁾。

对这些数字进行計算以后可以看出,莫札尔特河在拜城范围内所获得的地下水补给量为 0.9 立方公里。

现在分析一下,这种水量是怎样进入河流去的。

在拜城盆地范围内,灌溉引水总量为 $6.75 \cdot 10^3$ 立方米。根据水利厅的資料,其中包括的回归水的水量为 $4 \cdot 10^3$ 立方米。因为灌溉渠系的有效使用系数是非常低的,只有 0.3—0.5,很少再高(我們认为,上面的数字看起来是偏高了的,因为有效使用系数也包括蒸发)。

除了上述河流的水量以外,还有从盆地周围第三紀壠崗上沿季节性河道进入盆地

1) 根据庫車水面蒸发的观测資料,并考虑了由小蒸发皿轉换成大直径的蒸发皿的折合系数。莫札尔特河在拜城盆地内的水面面积估計大約为 100 方公里。

的 $5 \cdot 10^8$ 立方米左右的水量。这种水量在流出壠崗之后迅速在坡积冲积物的沉积层中渗漏掉,并且在沒有大量損耗的情况下从地下流入莫札尔特河。拜城盆地地下水的两个来源共有0.9立方公里的水量。也就是說,拜城盆地潛水的絕大部分不仅是依靠河流的地表水和季节性河道形成的,而且同时也是依靠回归水形成的。因此,从拜城盆地周围第三紀壠崗进入盆地的地下水量是不多的。作为初步分析这种水量可以略去不計。

根据上面的論述,拜城盆地的水量平衡将有下列形成:

收入部分:

1. 河川径流量;
2. 季节性水道的径流量;
3. 空中降水量。

支出部分:

1. 莫札尔特河进入千佛洞峡谷的径流量;
2. 总蒸发量。

$$1.85 \text{ 立方公里} + 0.5 \text{ 立方公里} + 0.3 \text{ 立方公里} = 2.0 \text{ 立方公里} + 0.65 \text{ 立方公里}$$
$$510 \text{ 毫米} + 140 \text{ 毫米} + 80 \text{ 毫米} = 550 \text{ 毫米} + 180 \text{ 毫米}$$

当然,随着事实資料的积累,上述各个山間洼地和盆地的水量平衡各要素的数值将会得到修正。然而,我們认为,这种修正不会使各数值的比例关系发生任何較大的改变。

水量平衡分析的结果表明:

上述各山間洼地和盆地的水文作用是不同的。

由于在小尤尔都司和大尤尔都司的盆地上分布着大量的沼泽、牛軛湖和沼泽化的地表,因此开都河的径流縮減了。

由于在拜城盆地的底部沒有各种水体的分布,因此拜城盆地的蒸发作用是不大的(同焉耆盆地作比較),在盆地范围内莫札尔特河减少的径流是不多的。

由于小尤尔都司盆地、大尤尔都司盆地、焉耆盆地、拜城盆地的水文实质是不同的,因此,在上述山間盆地范围内水庫和其他水工建筑的建設就会对沿盆地底部流过的河流的径流发生不同的影响。

在大尤尔都司盆地和小尤尔都司盆地的范围内,水庫的修建不会使开都河的径流发生任何严重的减少。水庫淹沒的地方正是現在分布着沼泽、牛軛湖和开都河无数汊流的地方。上述这些水体的蒸发絲毫不会比未来的水庫的水面蒸发为少。因此,水庫的修建不会使大尤尔都司盆地与小尤尔都司盆地的水量平衡发生任何严重的改变。

通过縮小博斯騰湖水面的方法,首先是通过使丛生芦苇的浅水部分变干的方法,就可以使孔雀河的径流得到增加。

如果在拜城盆地的莫札尔特河及其支流上修建水庫的話,那么盆地的水量平衡将会发生改变。

首先,总蒸发量是要增加的。蒸发的增加是通过不同的方式实现的。蒸发損耗的增加主要是和部分地表状况的改变有关。即原先分布有极为稀少的荒漠植物的地表将被具有极大蒸发能力的水庫水面所代替。播种面积的扩大同样也会引起蒸发的增加。最后,

由于水库的壅水作用,地下水水位将会升高。这样,那些未开发地域上的蒸发量也将会有所增加。因此,莫札尔特河在出拜城盆地的地方的径流量将会减少。

这就是根据东天山某些盆地的水文作用所得出的主要结论。

(翁锦燕 译)

参 考 文 献

- [1] Б. Д. Зайков: Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 24, Л.-М., 1946.
- [2] Н. Т. Кузнецов: Распределение поверхностного стока по территории Китая. Изв. Акад. наук СССР, сер. географическая, 1959, № 1.
- [3] М. И. Львович: Элементы водного режима рек земного шара. Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 18, Свердловск, М., 1945.
- [4] В. Л. Шульц: Река Средней Азии. Географиз. М., 1949 г.
- [5] 郭敬辉: 中国地表径流形成的自然地理因素, 地理学报1958年, 24卷2期。

东天山河流水化学概述

H. T. 庫茲涅佐夫 湯奇成

本文簡短地闡明东天山山地与山前河流水化学的分布情况。

我們收集了 42 个点的河流水化学資料作为原始材料,但这些資料要用来詳細地說明象东天山如此大、在自然地理方面又如此复杂的山区河流水化学的規律性还是不够的。因此,我們仅限于研究在河流水化学地带性(垂直地带性)方面的某些水化学特点。

下面要研究的規律性,是在一年中的暖季、洪水前及落水期間观察的,絕大部分的水样也是在这个时期采集的。

几乎全部东天山的常年河流,在整个一年內(或在暖季),洪水决定于高山的雪与冰川的融水。冰雪強烈的融解及洪峯出現在 6 月底, 7 月或 8 月初。除了高山雪与冰川融水补給河流外,在这时期內还有地下水的注入。很自然,在一年中的冷季,那时河流仅仅只有地下水补給,它表现出另外一些規律性。众所周知,河水的成分不仅在空間,而且在時間上都是变化无常的。

一、总 矿 化 度

东天山高山中山地表水的总矿化度介于 80—250 毫克/升之間,而在低山則为 200—350 毫克/升。矿化度小于 100 毫克/升的水,一般只出現于河流的上游。由此可見,和其他被荒漠包围的山地一样,东天山山地有着明显的水化学的垂直地带性,这种垂直地带性表现在河水总矿化度上,从分水岭到山前地带,沿河向下游增加。

在东天山的高山,年降水量(600—800 毫米)和径流量是相当大的,而蒸发量是比較小的。这样的情况有利于河水小矿化度的形成。当从分水岭向山前地带下降时,降水与径流减少,而蒸发增加,河水的矿化度也因此增高了。

很明显,在山区河流的集水区,平均高度是确定境內許多水文特点的重要指标。所以我們试图查明水矿化度与集水区平均高度之間的地方性关系,虽然在曲綫上有頗多分散的点子,一般來說,还是成功的。我們认为,已知規律性的机械作用基本上可归納如下。降水和径流的增加使得高山土壤与細粒复盖层中大部盐分被冲走,所以地下水与河水的矿化度較小。集水区平均高度降低的同时是土壤与細粒复盖层含盐量的增加,盐分沒有完全被冲走,所以从高山向下,無論是河流或地下水,总矿化度都增高了。在环繞着东天山(特别是南部)荒漠干旱的影响下,使半荒漠与干草原上升到山地十分高的地方。

从分水岭到山前地区东天山的地質构造特点促使河水矿化度的增高。在东天山的中

部分布着古老的不含盐分的岩石，在它的外围是年輕的地质形成物，包括含有易溶盐类（主要是 NaCl）的第三紀沉积物。大量的盐分尤其集中在围绕于东天山南部的山前第三紀壠崗。

粉状盐在有些地方几乎盖在全部的第三紀壠崗上，很自然，在这境内河水矿化度急剧增加到 400—700 毫克/升，有时更多些。

第三紀盐渍化的壠崗也不是連綿地分布在所有的区域，在沒有第三紀盐渍化壠崗的地区，在山前地区河水矿化度急剧增加的情况不表现出来，一般沿河向下矿化度有所增加。

在闡明河水矿化度量的分布規律性时，河水与地下水的水力联系的特点具有很大的意义。分析这个相互关系对山地來說¹⁾，在高山与中山，当地下水与河水具有很好的联系时，地下径流很活跃和迅速时，地下水的矿化度在洪水間隔期間几乎等于河水的矿化度。当从山地过渡到平原时，地下水与河流的相互关系改变了，河水成为补给地下水的泉源。結果河水的流量減少了，而矿化度增高了。同时，河水的矿化度、河水的成分也往往与地下水有显著的差异。

大部分由东天山流来的河流在沒有河网的荒漠中消失。但有时在适当的水文地质条件下，在荒漠带形成由地下水溢出而形成的小溪与不大的河流。在上述地区或在高山地区，我們都見到地下水与河水之間完整的关系，并发现它們的化学成分与矿化度相差不大。但是，在荒漠地带形成的小溪和河流，矿化度通常很高。例如吐魯番盆地的阿拉沟 1958 年 6 月 18 日矿化度在山口前为 295 毫克/升。在托克逊地区矿化度增至 314 毫克/升。再向下游河床就干涸了。我們看到，阿拉沟在托克逊以下的地方的重新水流矿化度可以数十万計（192000 毫克/升）。

着重指出，河水与地下水在水力上的联系性质的破坏，和这种破坏所固有的河水矿化度的增加不仅仅出現于由山到平原的河出口，同时也出現于流向山間崖地的出口，其中包括了大小尤尔都斯高山盆地。在出山口前，例如由右方流入最后盆地的不大的无名小溪，矿化度等于 216 毫克/升，而在小尤尔都斯盆地境内矿化度增加到 323 毫克/升。莫札尔特河上游矿化度为 164 毫克/升，而在拜城盆地境内为 632 毫克/升。莫札尔特河矿化度急剧地增高，是与上述莫札尔特河切割了含有盐分沉积层的第三紀壠崗有关，而在小尤尔都斯盆地境内沒有含盐的第三紀沉积物。

与东天山在荒漠中的地理位置有关的是另一种水化学特点是洪水发生时，低山及中山的河水矿化度的增高。例如孔雀河在鉄門关峡谷在洪水間隔期間离子的含量为 282 毫克/升，而在洪水开始下降时等于 437 毫克/升。类似的情况可在迪那河及东天山南坡其他不大的河流中見到。东天山南坡某些河水在洪水时矿化度的增高与干旱条件有关，它們在临时水流的集水区内积累了很多由融水和暴雨水冲刷下来的盐分。东天山

1) 对这个問題更詳細的研究可參看 A. T. 伊万諾夫与 H. T. 庫茲涅佐夫的論文“蒙古人民共和国河流水化学”，苏联科学院通报地理丛刊，1957 年第 4 期。

第三紀壠崗的含盐性加强了这种规律性。这种情况还可以从下列事实中得到証明，即洪水期間矿化度的急剧增高仅仅出现在大部分流域分布于第三紀壠崗的河流上。如果第三紀地层較少，那末洪水期的矿化度也不会增高多少。

在結束东天山河水总矿化度的研究时，我們提出說明新疆主要的河——塔里木河水化学特征的資料(表 1)。

表 1 塔里木河向下游水化学情况变化
(1958 年,以毫克/升計)

取 样 地 点	取 日 期		干 殘 物	pH	阳 离 子			阴 离 子		
	月	日			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻
和闐河口以下河段	9	24	416	—	51.0	38.9	0.6	70.0	113.4	71.8
在和闐河口与莎雅县間的地段	9	21	419	8.1	41.5	28.7	44.2	169.1	108.5	61.9
在莎雅县地区	9	13	690	7.9	45.5	24.4	59.3	125.1	119.1	74.1
在羊吉巴扎以下	9	24	736	7.3	69.4	27.1	103.4	202.0	166.4	120.9
在庫孜列克以下	8	20	872	8.0	63.3	33.7	106.0	92.9	209.4	158.6
和闐河口地段	9	24	908	7.5	48.2	17.4	155.4	114.1	190.5	164.4

从表中可以看出，塔里木河向下游矿化度是逐渐增高的。这种增高是与河川径流基本上損耗于蒸发有关,而与河川径流損耗于渗漏关系很小(从和闐河口到庫孜列克的整个所研究的河段中塔里木河的水都补給着地下水)。

二、水 的 成 分

在表 1 的資料中已指出，可溶性物質的含量是随着矿化度而改变的，或者可以这样說，浓度是决定河水成分的因素之一。具体地說，在塔里木河上游是重碳酸-硫-鈣型水，而在居民点附近則变为氯化物-硫酸-鈣型水。东天山已分析过的水样中，其河水成分随着矿化度的改变可以从表 2 中看出。

表 2 河水成分随矿化度而变化的情况
(40 个水样分析結果,%)

水 的 成 分	总 矿 化 度, 毫 克/升				总 計
	350	351—750	751—1,000	大于 1,000	
HCO ₃ ⁻ —Ca ⁺⁺ *	42.5	5.0	—	—	47.5
HCO ₃ ⁻ —Na ⁺	—	22.5	—	—	22.5
SO ₄ ⁼ —Ca ⁺⁺	2.5	12.5	—	5.0	20.0
SO ₄ ⁼ —Na ⁺	—	2.5	2.5	5.0	10.0

对表 2 的补充指出,在荒漠河流的水中矿化度数值，以数万毫克或以克計，水中以氯化鈉为主。

* HCO₃⁻—Ca⁺⁺ 即重碳酸鈣型水,以下同。

在阿拉沟下游在荒漠与半荒漠由高度矿化的地下水溢出而形成的河流中看到上述情况。

当研究东天山河水成分分布的规律时,垂直地带性是值得注意的,与矿化度有关,在高山及中山,矿化度低的重碳酸水明显地被中山及低山矿化度较高的硫酸盐水所代替,中山和低山矿化度较高的硫酸盐水本身又为矿化度很高的冲积扇与山前平原的水所置换。这种规律性是干燥地带许多山地的特点。但在东天山的情况下,须指出重碳酸-钠水作用的增高,这种类型的水在河流中是很少遇到的。这种类型的水是由于塔克拉玛干大沙漠的干旱作用使它升高到东天山的南坡而与干草原和半荒漠同时存在。重碳酸-钠水存在于山地干草原和半荒漠境内是因为中山和低山的降水很少,使钠离子得以保存下来,而在降水很多的高山和邻近的中山则钠离子大部分被冲洗掉了。根据这个道理,高山与中山的钙比钠更占优势,这是与地质构造特点有关的,因为在山地的顶部大理岩与石灰岩有着广阔的发展。

必须指出东天山河水成分的另一个特点是,我们没有在这里遇到镁离子比钙或钠更占优势的水。尽管这些分析数量是不多的,而且水样的采集也是非常不平衡的(大部分分析了高山的水样,少数是荒漠的水样),镁离子不具优势作用决不是偶然的,它是与东天山至今还未发现含有很多镁的岩石露头有关的。

引用下表来说明河水阳离子与阴离子的分配情形。

表3 河水阴离子与阳离子的分配情形
(42个水样分析结果,以百分比表示)

阳离子,以毫克/升计	阴离子,以毫克/升计					
	$\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$
$\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{Na}^+$	9.4	—	—	2.4	—	—
$\text{Ca}^{++} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{++}$	35.3	—	14.2	2.4	—	2.4
$\text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{Na}^+$	—	—	—	—	—	—
$\text{Mg}^{++} > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{++}$	—	—	—	—	—	—
$\text{Na}^+ > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$	14.2	7.0	—	7.0	—	4.7
$\text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$	—	—	—	—	—	—

从表中可以看出,阴离子与阳离子组合的数量是非常有限的,从36种可能组合的情况下,在东天山河水中我们只得到了总共10种组合。

在俄文的文献中只有 Г. А. 马克西莫维奇作过这样的著述,他曾经阐明了全世界的河流水化学地理。引用这本书上河流水化学相的地带性图解,则东天山的高山部分应

属于山地(垂直)地带中以二氧化矽和重碳酸-二氧化矽为主的高山河流发源地的水化学相。东天山的其他部分, Г. А. 馬克西莫維奇把它归入以氯化物-鈉为主的荒漠性的河流水化学相地带。然而根据我們所获得的东天山河流水化学的資料与这图解并不吻合, 上面已述及, 在东天山从高山到低山的水是以重碳酸-鈣和重碳酸-鈉型为主的, 而按照 Г. А. 馬克西莫維奇所述的氯化物-鈉型的水存在于东天山的山前地带以及山前冲积扇和山前平原的水流中(荒漠河流的水化学相的地带性是以氯化物-鈉为主的地带)。上述东天山河水的分析資料与 Г. А. 馬克西莫維奇不相吻合是因为 Г. А. 馬克西莫維奇缺乏东天山河水分析資料的緣故。

这里可以指出, А. Т. 伊万諾夫与 Н. Т. 庫茲涅佐夫在东天山邻近的蒙古人民共和国領土內的蒙古阿尔泰、杭爱山和肯特山也发现了类似的不吻合現象。

根据东天山实际的河水分析資料可得出: 重碳酸-鈣型和重碳酸-鈉型的河水从这些相应的山地和东天山远远深入于亚洲中部荒漠。我們同样可以确定 Г. А. 馬克西莫維奇以重碳酸为主的河流水化学相地带。这个从山地到荒漠重碳酸-鈣型水的渗入与 Б. Б. 波萊諾夫提出的河水的聚集是很符合的。

比較复杂的是被 Г. А. 馬克西莫維奇所确定的山地地带(垂直带)以二氧化矽和重碳酸-二氧化矽为主的高山河流水化学相。在蒙古人民共和国的高山, А. Т. 伊万諾夫与 Н. Т. 庫茲涅佐夫沒有找到这种地带。在东天山的河水中也未被确定。但是根据干涸物和基本的阳离子与阴离子的对比可以表明, 与蒙古的高山一样, 水中以二氧化矽和重碳酸-二氧化矽型(Г. А. 馬克西莫維奇的专用名詞)为主的說法是沒有根据的。东天山、蒙古阿尔泰、杭爱山与肯特山沒有在高山河流发源地見到二氧化矽, 重碳酸-二氧化矽类型水的地带, 这是与这些山地特有的干燥与荒漠的影响及其他的自然地理条件有关的。在山地不受到干燥荒漠的影响, 这用 Г. А. 馬克西莫維奇的資料來說, 那里的河水应是以二氧化矽为主的地带。

对东天山河水的成分与矿化度作簡短的实用評价时可指出: 在山地的河水对人类活动实际应用來說是完全可用的。对于灌溉、农业以及工业和交通用水是适合的。荒漠地区的水基本上由矿化度很高的地下水补給的。这对于整个人类活动实用的目的來說是不能用的。

(湯奇成 譯)

参 考 文 献

- [1] Алексин О. А. Гидрохимическая классификация рек СССР. Тр. Гос. гидрол. ин-та, вып. 4/58 Л., 1948.
- [2] Иванов А. Т. и Кузнецов Н. Т. Химизм рек Монгольской Народной Республики. Изв. АН СССР, серия географ., 1953, № 4.
- [3] Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз. М., 1955.
- [4] Обручев В. А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения. Изв. АН СССР, серия географ., 1947, № 5.
- [5] Польшов Б. Б. Геохимические ландшафты. В кн. "Географические работы", М., 1952.

东天山山前平原地下水簡評*

B. H. 庫 宁

准噶尔和南疆荒漠地区的中央部分均是由第四紀的(其中包括近代的)疏松沉积物組成的,这些沉积物造成了冲积平原和湖积-冲积(三角洲)平原。至山脉附近它們就轉为洪积的与冲积-洪积的傾斜平原。

在各个广闊的平原地区都有地下水埋藏着。它們在不同地方有着不同的成因,同时在水力方面构成了統一的(連續不間断的)自由水面。只是在个别地方才成为带有不大的局部水头的水压面。

大气降水对地下水直接补給的意义是很微小的。平原地区的降水主要是在仲夏时分以暴雨形式降落,在北疆积雪复盖有着现实的意义。在有利于形成季节性径流的条件下,无论是依靠降雨还是融雪,都可能积聚相当大的水量。它們在下渗时能造成地下水的临时补給源泉。在准噶尔通过这种途径地下水大概得到了某些补充。在南疆(塔里木盆地)年降水量总共50—100毫米,实际上沒有雪盖,广大面积又为沙地和盐土所占据,因此降水在地下水平衡中的作用想必会减少到最低限度。

准噶尔和南疆平原地区地下水补給的基本源泉毫无疑问是河床的滲漏損耗。很可能在較深的承压含水层的补給中,河床滲漏的作用也是相当大的。在地下水的补給来源是河床滲漏損耗的情况下,通过水文测量的途径来估算地下水資源,特别是山前平原上的地下水資源是最可靠和最經濟的办法。可惜由于新疆維吾尔自治区基点水文測量网和灌区水文測量网很少,因此我們仅在一些个别的情况下使用水文测量的方法来估算地下水的补給量,而采用其他計算地下水資源的办法在新疆地区目前是不大现实的。

在东天山山前平原和前山地帶,决定基本水文地質規律的一个很重要因素是第三紀毛辣石的性質,这种毛辣石是由各式各样大陆成因的岩石組成的巨厚杂层。这儿有疏松的和或多或少比較致密的砂子和砂岩,致密的和疏松的砾岩,不同性質与不同厚度的粘土和亞粘土。組成前山地帶的毛辣石为河床下部水流滲入其透水杂岩造成了广泛的可能性。离山愈远,粗粒碎屑就逐漸消失,但在第三紀岩层的剖面中仍然保存着砂子(或砂岩)夹层,内含高水头的地下水(系根据石油勘探井很不完善的資料推断;因本区几乎没有水文地質深钻孔)。上新統的粘土层保证了相当良好的隔离,造成了区域隔水层,并且大

* 在資料的搜集与整理工作中,除本文作者外,参加的还有中国科学院新疆綜合考察队水文地質組全体同志以及由其他单位临时調派到那里的同志。他們是王文光、王鈞、王崇樞、郭寅生、郭孝、杜國福、凌可丰、刘世英、張国一、馬年春、趙士常、侯治平、張明倫、蔣雲香和陈光緒。

(东天山是指天山在中国境内的部分——譯者注)。

概在很大面积上把地下水与层間水分隔开来。

第三紀杂岩在結構上的特点亦起很大的作用。中国境内天山的外坡大都由第三紀岩石組成的前山构造伴随着。这些构造构成了一定的水文地质特点，其中有一些是特別重要的。

(一) 这种第三紀岩石的綜合体使得主脉的沉积物及构造和山前平原沉积物之間水的交替产生了极大的困难，甚至使这种交替完全无法进行。从山中，包括从前山隆起带流出来的地下水，基本上只能通过切穿第三紀障壁的河流谷地才能进入山前平原的疏松沉积层中。

(二) 在第三紀构造的位置离前山稍远的那些地方就产生了纵向的山前洼地，通常为砾石-卵石物质所充填。因为这些山前洼地只有依靠河床的下切才能与山前平原沟通，所以在这些洼地中就形成了水质优良、动力儲量丰富的地下水盆地。在苏联的文献中把这种洼地称做“扎阿特尔盆地”¹⁾。它們的地下水資源对于地表径流的动态有很大的意义。在平水期地下水排入河床，这样就使河流得以保持最低限度的径流量。这种地下水的补給原因是在瑪納斯、奎屯和其他一些河流中，在平水期保存有径流的原因。而在四棵樹、爱特、莫特等河中，由于沒有由第三紀岩层所构成的山前調节盆地，就使得在融雪水流流走后流量銳減。

(三) 有些地方的第三紀岩石受到了強烈的盐漬化。在这种情况下它們能使与这些地方毗連区域的地下水质量显著恶化。在山前洼地有含盐岩层发育的地方（在这些洼地中同时也形成了地下水盆地）水质十分恶化，以至于流经其間的河流都成了咸水河。例如天山南坡位于輪台和阳霞之間的地區就有这种現象。

这样，在山脉与山前平原的交接处，就产生了多种多样的相互关系。既然交接（接触）的情况决定着山前平原地下水的性质，所以对地下水进行评价就必须了解接触的基本类型。看来可以提出三种类型。

(一) 較古老的岩石与山前平原疏松沉积物直接銜接着，在它們之間沒有第三紀毛辣石杂层所組成的中間带。自然，在这种接触类型的地带中可以有多多种多样的条件。山坡照例是由坚固而又帶有裂隙的岩石組成的。不同的裂隙度决定了不同的充水度；水同样也沿着断裂破坏之处排洩到山前平原的疏松沉积层中，这种断裂破坏在地质測繪中遇見得很多（非常可惜，在进行这种綜合性的測繪中不知为什么沒有进行水文地质測量，以至于現在要了解水文地质特点就需要另作新的測繪）。虽然在接触地带形成了各式各样的条件，然而目前由于資料不足还不可能对这些条件进行分类。

有些地方，例如在博罗霍洛山脉（东天山的一个北支）的北坡由西部精河河谷到东部烏苏的地段，沒有毛辣石构造带。基岩裂隙中的水直接流洩到山前平原的疏松沉积物中。在冲积扇与冲积扇之間的地带，从山坡基岩中流出来的水看来直接排洩至离山坡很近的山前疏松沉积物和湖积-冲积物中。在与基岩山坡非常靠近的地方，在不大的深度內有承

1) 这是指位在零乱丘陵地形与主山之間的盆地——譯者注。

压淡水,其中也有自流水。地下水层的厚度不大,而其盐渍化的程度较高。

在那些分布着巨大冲积扇的地方,山麓沉积物内含有丰富的水量。冲积扇本身有着很厚的粗粒碎屑堆积物。在河流由山谷流出到冲积扇的地方,河床渗漏损失非常大。例如莫特河冲积扇甚至在洪水期也吸收了流量达数十秒公方的河流全部径流量,在离冲积扇顶部数公里的地方河床就干了。这种冲积扇的溢出带很大,一股股溢出泉水的水量非常充沛,达到好几个秒公方。

虽然由于缺乏水文资料,因而不可能编制水平衡的概略图,然而根据一些零散的资料可以说明,在泉水出露地带所大量溢出的水只占冲积扇上部消耗于河床渗漏的水量的一部分。这一点也可以用下列事实来加以证实。那就是在强烈溢出带以下的广大面积上有沼泽化和盐渍化现象发生。这也是一种“溢出带”,在这里地下径流由于蒸腾和蒸发作用而部分地减少。

在四棵树与爱特河冲积扇尾部广大的河岸林带和芦苇丛,以及沼泽化地带所消耗在蒸发与蒸腾上的水量,看来比从这两个冲积扇溢出带被取来用作人工灌溉的水量还要大。在灌溉面积根本不大的察尔其地区(天山南坡库勒以西),一些不大的冲积扇的周围河边的乔木、灌木混生丛林和以地下水补给的厚层的盐土地带很发育。

所有这些情况都说明,在上述条件下,进入山麓疏松碎屑沉积层中的大量的水远远没有被充分利用。这些水随着地下径流离开山地距离的增加而逐渐盐化,并变得不再适宜于灌溉。

上面已经说过,在两个断面上进行水文测量可以相当准确地估计由河床渗漏所产生的地下水资源,而且这是一种经济和可靠的办法。用计算消耗于蒸发与蒸腾的水量的方法可以相当近似地作某种最低限度的估算。但是进行这种观察是非常复杂的,其结果与水文资料相比也不太可靠。因为我们无论是前一种或是后一种资料都没有,所以只能一般地说,有大量的地下淡水径流流到了冲积扇适宜于灌溉的地带的范围以外,并造成了冲积扇尾部的盐渍化;随着与山脉之间距离的增加,这些水本身也受到了盐化并与山前倾斜平原毗连着的湖积-冲积平原的地下水混合起来。

(二) 在主脉和山前平原之间有一由毛辣石组成的隔水障壁。这里最普通的情况是:毛辣石紧靠着较古老的固结岩石,而没有造成任何宽阔的前山地带。因此毛辣石只是在山脉与倾斜平原之间造成了一个障壁,起着隔水的作用,因为在它的组成中有很厚的粘土层。毛辣石透水杂岩在这种情况下不可能吸收大量的水分,也不可能成为水量丰富的承压含水层的补给区,因为它们沿主要构造只占据了一个狭窄地带。

既然毛辣石形成了不透水的障壁,那么就可以指望,在这种条件下,从主要山脉来的地下水就能最充分地地下渗至第三纪下部较深岩层。当然,这需要补给区的岩石性质是适合的。

在这种情况下河床渗漏数量对于层间承压含水层的补给可能只具有次要的意义。

在山脉与山前平原之间的水力联系只有通过河床和河底水流才能实现。在毛辣石杂

层内有很厚的粘土层,这样就使得水分很难通过断裂破坏带进行交替。

因此在毛辣石屏障外缘没有水流经过的山前平原冲积扇沉积物内找寻地下水是没有希望的。而且在这种条件下是不可能的。和所有的山前平原疏松碎屑沉积物一样,这里在一定深度内是存在地下水的,但是在上述这样的条件下遇见丰富的地下淡水的可能性是非常小的。

在这里毛辣石杂层虽然起着地下水障壁的作用,但不可能有重大的调节意义:地下水或者流入毛辣石以下的较深岩层里,形成了准噶尔和塔里木的自流水层;或者是以河床潜流的形式横穿过毛辣石杂层。从河床下渗到它们中间的水量不可能很大,因为只是在几个不长的地段有这种横穿。

当地表水流穿切毛辣石障壁的粘土岩层时,在河床中通常有地下水溢出。这种溢出动态取决于迳水所造成的天然集水区的容量。在大多数情况下,这样的迳水和容量显然是不大的,而溢出动态则变化多端,随着地表水流水位的降低,溢出的数量亦会迅速减少。

(三)在主脉与山前平原之间有毛辣石组成的前山地带。从水文地质观点看来这是山脉与山前平原的接触类型中最复杂的一种。由于毛辣石带的性质不同,水文地质条件亦可能相当复杂和多种多样。然而尽管可能有各式各样的条件,其中总有一条是起决定作用的。前山构造造成了纵向洼地,在其内部组成了地下水盆地,它们通过河床水流或河底水流与山前平原沉积物有着水力联系。关于这些洼地对于地表水流流量过程曲线形成的调节作用以及在保持河流最小径流量的作用已在前面着重地说明过了。

虽然不同的纵向山前洼地可能有完全不同的构造性质,这一点在比较了几乎是封闭的拜城盆地(天山南坡)和玛纳斯—八音沟—奎屯地区(天山北坡)的几乎是开口的纵向“谷地”系统以后可以看得很清楚,然而毫无疑问,在所有这两种情况下这些洼地都是动力储量丰富的地下水的巨大汇集场所。

在河床切穿天然隔水障壁的地方,具有稳定动态的地下水的大量溢出证明其动力储量很大。这种动力储量在洪水期与洪水期之间没有大的变化。

山前洼地内充填着未经分选的砂子、砾石、卵石和砾岩。这些洼地内的钻井我们一个也不知道,但根据它们一般的地貌性质可以推断,粗粒碎屑层的位置比横穿洼地的河床的底部要深得多。自然,粗粒碎屑层底部低于河床的深度是衡量这些天然集水区可能容纳的水量的一种尺度,但这里还要考虑到它们的面积。可惜没有一个洼地有合适的资料。

* * *

决定着山前平原沉积层可能的含水量的另一个重要因素是冲积扇的特性。我们无需再来叙述冲积扇的一般特征,因为在各种基本规律方面新疆地区的冲积扇同所有处在干旱及超干旱条件下的冲积扇在原则上没有任何不同。然而新疆境内有着不同类型的冲积扇,使得我们要用另一种办法来估计它们的含水量。下面试图简要地说明这些不同之处。

天山南坡的山前平原与北坡的山前平原有着极大的差别。这些差别看来首先是由不同的地质冰川条件所引起的。

天山南坡的特征是存在寬闊的縱谷和几乎是封閉的盆地。柯坪山脉的縱谷，拜城盆地和焉耆盆地就属于此类。主要的粗粒碎屑物質就堆积在这些洼地的内部，只有个别的河谷穿过它們而与山前平原相連。拜城盆地的水系就是这样发育的。这里有几条河流进入盆地，留下了大量的粗粒碎屑物質，并组成了相互复盖的冲积扇的复杂系统。这个盆地的出口只有通过莫札尔特河的峡谷，該河在乔尔塔格山脉的外坡造成了一个很大的冲积扇。

开都河連同它布满附近山坡并在博斯騰湖边形成了三角洲的許多支流组成的河系也是同样的情况。这个盆地只有一条出路，即通过卡拉鉄肯山脉孔雀河造成的狹窄缺口。因为孔雀河是由巨大的沉沙池——博斯騰湖里流出来的，它几乎不帶泥沙，因此現在不再在山脉外坡堆积自己的冲积扇，而只是切入到早先形成的較古老的冲积扇里去。

柯坪谷地在很长的距离上把由基岩组成的天山内部山脉与柯坪山脉的外坡隔开，并且看来把全部粗粒沉积物堆积在谷地的内部。这一广闊谷地唯一的出口的特点是有有一个平坦的冲积扇，上面有一条几乎总是干涸的河床。

由于这种結果，天山南坡常見的是稀疏分布着的陡峻冲积扇，其間夹着大量的小冲积扇。

对于天山北坡較有特征性的是存在排洩着山系内部的水并且以大致相等的間距通向山前平原的橫谷。其結果是在这里分布着某种程度上是同类的冲积扇的网，例如呼图壁河、瑪納斯河、霍尔果斯河、奎屯河、四棵樹河等河流的冲积扇就是。在大小和水文地质特点方面，它們相互間是可以比較的。

小的局部性的冲积扇地区在北坡是很少的，而对于天山南坡來說正好相反，有許多相当独特的小冲积扇。因此應該分別地加以詳述。

在南疆地区，無論是在平原或是前山地帶，降水量都比北疆同类地区要少得多（約少2—3倍）。相应地低山地帶雪的复盖厚度也要小得多。后者不能造成径流，而下雨時間又只是在仲夏。

粗粒碎屑物質的帶出主要是由于夏季暴雨造成洪水的結果。暴雨径流加上高山融雪径流之后，洪水就变得特別大。絕大部分小冲积錐的形成仅仅是依靠了暴雨洪水，而在其他季节，径流或者完全沒有，或者为量很少。

在天山南部坡向的山坡上物理风化占着絕對优势。这是由于土壤、植被复盖很少的緣故，其中特别是由于缺乏森林。这样的自然条件与上述的水文状况配合到一起便給山洪泥流的发生造成了有利的环境。这种情况同时也使得天山南坡冲积扇沉积物較北坡具有更多的“山洪泥流性質”。这里物質的分选比北坡要差得多，在冲积扇上部粗大堆积物中可以遇見很厚的細粒物質的夾層。相反，粗粒碎屑物的夾層由于猛烈的但是很少发生的山洪的冲击，沿冲积扇往下至很远的地方仍然可以見到，在那里形成着几乎沒有冲积作用参加的純粹的洪积扇。

由于春季不下雨，夏季雨量亦极少，使疏松表層发生异常強烈的盐漬化。这种情况在冲积扇的上部同样也可以見到。盐分使疏松細碎物質进一步胶結，使地下水的循环受

到阻碍。

因为没有经常的径流,以及冲积扇主要是由特大的暴雨洪水所形成,就使得冲积扇的表面由粗粒物质组成的部分具有很大的坡度,而扇的本身则是短的,在向平原裙地过渡之处,在离基岩山坡不远的地方,就可以看到地形上急速的转变。

绝大部分这种类型的冲积扇在水文地质方面是没有多大实际意义的。它们靠不大的集水面积补给,在它们的上部地下水埋藏很深;而在下部,靠近向平坦裙地过渡的地形转折处,地下水已经盐渍化了。

这种类型的冲积扇沿天山南坡分布很广,可以拿柯坪山脉的南坡作为例子:几十个从给水的观点看来“没有用处的”小冲积锥在几百公里的距离内交替排列着。

小冲积锥的平坦裙地是由亚砂土—亚粘土组成的盐渍化平原带,这里咸地下水埋藏很浅。其典型特征是在盐土上发育着许多红柳。

冲积扇的地下水在沿着斜坡流到平坦的裙地时,主要消耗在蒸发与蒸腾上,同时供给红柳予水分,形成盐土。这里强烈溢出带很少见,它们是生长着红柳的盐渍化地区。地下水的排洩纯粹是由气候因素决定的,也就是说消耗在蒸腾与土壤内部蒸发上。从外貌来看,平坦的裙地逐渐过渡为塔里木冲积平原的表面。

塔里木河冲积物的特点是以沙子成分为主,因此洪积裙的尾部与冲积层之间的界线应根据出现沙子的风成地形或在冲积平原河漫滩细粒复盖下面出现冲积沙层来确定。这条界线对于水文地质和土壤改良工作来说是相当重要的,因为在这里无论是在包气带还是在饱水带都发生了岩性的转换。

从地形上看这条界线有些地方显示得很清楚,而有些地方则看不出来。要确定这条界线必须进行地貌和岩性制图。现有的地形图对它不能很好的加以反映。由于进行过的专业测绘所包括的面积有限,所以这一条重要界线目前仍然没有在图上画出来。

显然,冲积扇可以有各种不同的大小,然而看来仍有一种地貌标准可以确定纯粹的山洪泥石流洪积扇(即由山洪泥石流造成的纯粹的洪积扇)的最大面积。如果扇的补给面积没有超出山脉外坡的范围,那么这是单纯的洪积扇;如果补给面积超出了外坡范围很远,那么这就是洪积—冲积扇,其面积也增大了。

天山南坡的洪积—冲积扇看来与天山北坡同样成因的地段在成分和水文地质特点方面的区别是很小的。沿斜坡往下,粗粒碎屑逐渐为细粒物质所代替。在砾石层和卵石层过渡到细土的地区可以见到溢出带,其下绵延着广阔平坦的盐土裙地。

然而,南坡的冲积扇,如象库车、渭干和其他一些冲积扇是具有独特的特点的。

天山北坡的河流在流到山前平原后形成了由卵石层组成的深谷,它在离山坡相当远的地方才转为现代冲积扇。

天山南坡的冲积扇,如象库车、渭干、轮台等冲积扇,在河流刚出山口的地方就形成了。河流不经过卵石深谷而直接流到现代冲积扇的表面并按扇形散流在冲积扇上。

基岩山坡与冲积扇之间没有峡谷以及冲积扇顶部与山谷出口直接衔接的情况具有很

大的实际意义。

(一) 如照扇形分布的許多干渠供水的渠首建筑物位在山口,这就能保证进行很好的控制,并在技术上較容易地把水引到位置較高的田地里去。但是这也对渠首引水工程的稳固性和质量提出了特殊的要求,因为它们都处在洪水最大影响的范围以内,其中也包括山洪泥石流的影响。

(二) 当地居民有可能开发离山很近的土地,这样可以更充分地利用冲积扇的面积,其中包括在土壤改良方面最为有利的地段。但是由于沒有能改变洪水的扇前谷地,就使得这儿所有的建筑物和居民点經常都处在突发洪水的威胁之下。正是在这一类冲积扇上,应该建立最可靠的洪水预报机构。

(三) 既然地表径流沿着冲积扇的散失(无论是天然的和人为的散失)在刚出山口就开始了,那么这儿的单位径流损耗应该是最大的。由此看来,这类的冲积扇应该藏有丰富的水量和未經利用的地下水动储量(正是在这里可以大规模地取用地下水),但是为了对此加以论证必須对河床渗漏损耗和溢出带进行水文测量的研究(特别是应在冲积扇的上部研究河床渗漏损失)。

所有这些情况和由此而来的实际結論都取决于水文、气候方面的原因,非常大的洪水引起破碎物质在冲积扇上部大量地堆积,以至于使河床活动沒有能力在冲积扇上部作垂直下切。

在天山北坡,据我們所知,这种“南方”类型的冲积扇(例如安集海的八音沟冲积扇)的数量要少得多。上面提到的这些差别使天山南北坡的冲积扇在构造和动态方面产生了原則上的不同,看来这种不同对于我們的实际工作也是相当重要的。

上面已經說过,天山北坡大部分大冲积扇的上部都被处在卵石-砾岩层内的深谷所切开,只是在离河流出口处大約 10 公里的地方才开始真正的扇形散流带。这种情况就迫使用水的人,如果他们想进行有效控制的話,必須沿着卵石峡谷的陡坡从山谷里引出灌溉渠道,甚至要利用隧洞将水引至古冲积扇的表面。例如在瑪納斯河就是这样的情况。这种渠道除了修建和利用方面的困难以外,它們的渗漏损失也是非常大的。在另外的一些冲积扇上不可能建筑这样的引水工程,而渠首枢纽工程只能建造在现代冲积扇谷地中,这样就在很大程度上失去了控制作用。

除了上面所列举的情况以外,还有一个对水文地质和土壤改良工作很重要的特点,它造成了天山南北坡很大的差别。

天山北坡的河流具有調节得較好的自然径流动态。因此这些河流的冲积扇往北就过渡为带有阶地的河谷;其末端轉变成平坦的三角洲。同时这些三角洲在有些地方也頂靠着封閉的水体,它們的特点是有着深度不大的平坦水槽,边岸和盐渍化程度根据当年的水情可能起剧烈的变化。

天山南坡所有的大冲积扇現在或者过去曾經为塔里木-叶尔羌河谷所切断。可以推测,这些冲积扇裙地的尾部是与冲积层相交錯的,而裙地最年輕的沉积物复盖在古老的冲

积物之上。

由于冲积层的渗透性很大,因此上述情况对于水文地质、土壤改良工作就具有很重大的意义。

冲积扇构造的不同性质造成了径流下渗的不同条件。在“北方”类型的冲积扇中,大量的损失发生在山口与現代冲积扇頂部之間谷地的峡谷部分中,因此从理論上說,这里的地下水面應該具有較為狹窄的丘陵形状,在平水期或无水期流散开来。

在“南方”类型的冲积扇中,扇形散流地是在河流出山口处立刻就开始的(当然,河床下渗也是这样)。这种情况應該造成“张开的”錐形地下水面;而下渗既然是在大面积上同时进行的,因此沒有根据可以認為,在平水期或无水期地下水位的下降会是各不相同的。

自然,所有这些論断應該用冲积扇地下水資源的实际資料来加以証实。

然而这样的資料几乎沒有,我們只能对此表示极大的遺憾,因为这些地区的經濟发展非常需要有补充水源,而用水文測量方法来測定河床損耗和地下水的补給量是簡單、經濟而又可靠的办法。

在可以举出的为数不多的例子中,可以看看瑪納斯河的資料。它的年径流量为 1.6 立方公里,由它的河床滲漏产生的溢出泉水年径流量大約为 0.4 立方公里,而且这里沒有計算全部溢出数量,虽然應該認為其大部分已計算进去了。

在計算这两个数字时必须注意到下面的情况:在瑪納斯河出山口处的河床潛流只占河流年径流量的一小部分,而且毫無疑問小于径流計算的精确数字;在山麓平原与山坡交会的地方有很厚的第三紀粘土层,它实际上使地下水不可能直接从山区进入山麓平原的沉积层。因此,1.6 立方公里的水量几乎是能够进入瑪納斯冲积扇的全部水量。究竟有多少水滲入了冲积扇我們不知道,但是显然比 0.4 立方公里这个数字要大得多,因为在溢出帶(其水量为上述的 0.4 立方公里)以下很长距离內,在冲积扇沉积层中到处都能揭露自由的或承压的淡水。

根据这一点可以確認,瑪納斯河有 1/4 以上的年径流量都消耗于河床滲漏了。当然,单根据一个冲积扇的資料来推論其他許多冲积扇是不够的,然而驗證一下下面的情况是很重要的。

瑪納斯河是天山北坡准噶尔地区最大的河流,其余径流量較小的河流的单位河床滲漏損失應該更大。这可以根据我們在莫特和托托的冲积扇上所作的肉眼观察加以証实,那里在短距离內許多秒公方的洪水径流都全部下渗了。此外,在天山南坡所特有的冲积扇上,也就是說在河流剛出山谷地方就立刻出現散流扇的那样的冲积扇上,河床径流下渗的条件无疑更为有利。总之有足够的根据可以認為,在山区中小河流的年径流量中,消耗于冲积扇上部河床滲漏的不少于 25—30%。由于用水者总是力图把干渠的位置尽可能敷設得高些。而这些渠道的引水是未經調节的,这样河床的滲漏就更为增多了。

可以举大巴倫渠作为例子,这是开都河散流冲积扇上位于上游的一条右岸干渠,它的水量几乎有一半以上都在通过老阶地卵石层的輸水地段損耗掉了。

可惜,根据上述的一切还很难得出重要的实际結論。如果說能用来計算河床下渗和地下水补給的水文測量資料已是很少的話,那么关于由溢出带流来的径流量的資料就更少了。然而根据对地区的一般了解仍然可以知道有大量的地下水未經利用,而是随着与补給来源的远离逐渐盐漬化,并且也使土壤发生盐漬化。

会产生这样的問題,怎样才能利用这些地下水,以及利用那一种水資源的問題。應該注意到,在地下水层内流到冲积扇范围以外的沒有利用到經濟发展上而是白白損失掉了的地下水总流量是要以数十秒公方来計算的。

在新疆,春季和初夏是一个危急的时期:作物生长已很旺盛,而洪水还未开始,河流或者是干的,或者是流量极少。

自然,解决全部問題最根本的办法是建造水庫,然而我們知道,它們不可能一下子普遍建成,因为这儿談的照例是在复杂的工程地质条件下建造高水头的水坝;在某些情况下这些复杂的条件使重大工程的建設根本无法进行。

现在水利部門是沿着修建平原水庫的道路前进的。这通常是低平洼地状的并围着长堤的季节性的存蓄洪水的水庫。这种水庫的面积与容量的比例关系是非常不合算和不經濟的。它們通常处于冲积扇之間的洼地中或低阶地上,它們的缺点在于不可避免地会迅速地淤塞,丛生野草以及蒸发蒸騰而大量的消耗;并在某些情况下还能使邻近的土地变坏。这种水庫只能解决局部的和临时的問題。

我們认为,在这个問題上地下水会起相当大的作用而且不受時間限制。同时,河流的年径流量越小,地下水在总径流量中的比值就可以指望越大。无论如何,在許多冲积扇上可以依靠地下水走出困境,并保証春灌的进行。

根据自然条件和經濟发展水平的不同,利用地下水的方式方法可以是多种多样的。

自然,最有效的办法應該是利用深井式水泵从钻井内取水。新疆地区大部分冲积扇上部是由粗粒碎屑成分組成的透水良好的含水沉积物,这就使得某些钻井的出水量可以达到数十公升/秒,亦就是說从一个钻井里可以得到足够灌溉几百亩,以至上千亩土地需要的水量。然而这个建議在最近几年内未必能作为一个现实的建議来看待;因为甚至在克服了机械設備方面的困难以后,在一定时期内还会存在沒有廉价电力来源的困难。

在某些地区(例如輪台县)相当广泛地使用着一般的(也就是帶有水平軸的)不大的离心式水泵。它們是用煤或木柴作燃料的不大的蒸汽机发动的。

某些水泵的效益不高,經过我們了解以后知道,其原因是由于技术装备不良和相应而产生的利用系数很低,其中也有动力水位降低得太少的原因,这样就使井的出水量大大減少了。然而无论如何,在天山冲积扇的許多地区存在着有利的条件,可以使用离心式水泵来抽水。虽然对每个抽水机个别供应电源无疑会提高抽水成本,但是缺乏集中的电能供应不應該成为不愿推广水泵取水的理由。

中国东部广泛使用着的馬拉水車在新疆被人們不正确地遺忘了。这种机械非常简单,它們的安裝和設備不須多少技术标准。看来正是由于忽視了这个情况使得新疆某些

地区馬拉水車的使用不能令人滿意，然而在新疆其他一些地区它們的效果却很良好。在新疆的山前平原地带有許多設備，并且到处都可以取得修筑砾石过滤物的材料。因此存在着大規模推广馬拉水車的非常有利的条件。在这里應該使用数以千計的馬拉水車，那时除了灌溉以外，它們还能解决土壤改良的任务，因为它们能降低地下水水位，这对于冲积扇下部地带是非常重要的。

根据我們的看法，坎儿井也会有很大的意义。它們在吐魯番与哈密地区广泛地使用着，然而在中国境内的天山南坡的其余的山前平原地区它們非常罕見，并且現在几乎不再修建；而在准噶尔地区我們根本沒有遇见过（博格达山北坡这方面的情形怎样我們还不清楚）。

但是在哈密盆地，特别是在吐魯番盆地，坎儿井决定着农业灌溉的可能性，而在实质上是决定着这两个綠洲的全部經濟生活。同时，这儿的坎儿井在建造和利用的技术方面具有某些与中亚和伊朗不同的特点。証明这里的坎儿井在很久以前的古代就有所发展；而且在一定程度上沒有采用中亚和中东地区坎儿井經營的传统方法。

在庫車河冲积扇上有几个废弃了的和几个使用着的坎儿井。1958 年又建造了一个出水量很大的坎儿井。这个坎儿井位于有洪水通过的庫車河的汊河上，所以它不可避免地被洪水冲毀。果然，第一次发生的洪水就把它完全毀坏了，大部分直井破坏了，坎儿井的井头不見了，而廊道大概亦淤塞了。这一坎儿井只产生了暂时的效益。在同一地区邻近的另一条庫車河的汊河上，有几条利用着的坎儿井。它們是用传统的方法修筑起来的，但却是根据在对水文地质状况非常了解的情况下修筑的。庫車河卵石河床組成了深切的阶地（約达 6—8 米）。集水廊道建筑几乎与河床台阶垂直，能截取在阶地下面流动着的冲积水流。廊道的方向几乎与等水位綫相平行，坎儿井进水口位在阶地台阶的基底，因此从进口一开始就能截取水流。这样坎儿井就沒有了空的廊道部分，水由明渠直接从河床引出至灌溉着的阶地表面上。这样一种建筑坎儿井的方法效益既高，又較經濟，因为其余絕大部分坎儿井的輸水部分要比进水部分长几倍，而在这里的地下廊道完全沒有輸水部分，这样的条件在新疆其他許多地区建造坎儿井时亦可利用。

这一类坎儿井的最大缺点是在洪水来到时，由于掏蝕和岸壁的崩坍使进口地段容易坍陷和淤塞。要修复进口地段并沒有很大的困难，但是看来可以采取一些預防崩坍的措施。这就是在廊道内使进口稍稍往里一些，使用密封的閉鎖装置。

然而位于具有洪水动态的河床近旁的坎儿井还可能有另一个严重缺点。問題在于，坎儿井作为一种洩水工程，其主要的缺陷之一是处在地下水靜水位以下不大的深度内，相应地降落漏斗的深度也很小。离开有洪水的河床愈近（同时，河床拥有径流的时期較短），地下水位的变动也就愈大，而且在平水期或无水期地下水面会剧烈地下降，以至于降到了洩水廊道的底面以下，在这样的条件下建設坎儿井應該考虑到坎儿井集水地区地下水的自然水位动态，并在考虑到这种情况后加深廊道底面。然而这又引起了另一个問題。由于在地下水位高的期間充水很多，廊道容易迅速损坏，这样就提高了使用成本，而坎儿井的

主要优点之一,是使用成本低廉(而建筑費用是較高的)在这种情况下这个优点就消失了。

經驗証明,位于径流交替变化的河床近旁和截取具有变化的水位动态的河床潛流的坎儿井,其特点是流量变化比較剧烈,地下廊道的稳固性也最差。

在新疆有极大的可能性来建筑“一般”类型的坎儿井——即截取受到調节的具有稳定的水位动态的地下径流的坎儿井。既然坎儿井的主要优点之一是它的自流出水,因此建造很长的輸水廊道是一种不可避免的缺陷。

曾經有人不止一次地建議过在廊道取水部分末端地段使用机械抽水的方法来避免建筑长度大費用高的廊道輸水部分,这样能大大降低建設費用,更迅速地动用新的水源并保証进行更好的控制。但是全部問題在于:如果本区的經濟情况容許作机械抽水,那么用钻井来代替坎儿井从根本上說是更为有利的。應該现实地考虑,在冲积錐是砾石-砂-亚粘土沉积物組成的条件下,用二、三个月時間建造一口深 200—300 米的钻井来代替一个出水量为 20—30 升/秒、长 2—4 公里(平均),且需好几年時間才能建成的坎儿井是非常合适的。

既然絕大部分坎儿井的流量經常比較稳定,因此在那些終年可以进行灌溉的地区利用坎儿井最为有利。在这方面,冬季温暖的吐魯番地区坎儿井的裨益最大。正是在这里坎儿井数目最多。在冬季寒冷的地区坎儿井的冬季径流白白地流洩掉了,而且只能使土地变坏。从理論上說,可以在廊道取水部分向輸水部分过渡的地带設置一个不复杂的閉鎖装置封閉坎儿井水流的出口。这样就能在非灌溉季节里部分地恢复地下水降落面,但这就需要沒有防水設備的情况下加固取水部分。我們沒有遇见过带有这种装置的坎儿井。

从水井(钻井)取水就沒有这种缺点。因此在与利用地表水配合进行垂直取水的地方,可以大胆地作临时性的多次抽水并把井抽干。在利用其他水源期間动水位将得到恢复,永久儲量将不至于減少。

在經濟上自流水可能起很大作用。几乎所有在天山北麓山前平原冲积扇下部的地带都藏有承压水(其中包括自流水)。这一点可由钻探工作証明,虽然钻探的数量很有限。对于天山南部山前平原的許多大、中冲积扇也可以作同样的推测;其中不但包括那些依靠地表径流进行大规模农业經營的冲积扇地带;而且同样包括地表水流非常有限和不稳定,因而灌溉事业发展較差的冲积扇。

现在使用着的用来获取自流水的 YKB100 型钻机不应认为是合适的,因为它在深度和口径方面均相当有限。这方面的大部分缺陷不是由于水文地质条件,而是由技术条件所产生的。

在新疆許多地下水位高的地区用建設排水明渠的方法从透水良好的沉积层中可以取得补充水量。例如烏善和拜城盆地的某些地区就符合这样的条件。而在拜城盆地这一取水方法在小規模地使用着。如果不使用机械,这种方法是不可能有很大发展的,因为建設工作需要在水里进行。

在新疆的許多冲积扇上,特別是在那些难以建造堤坝与水库以調节径流,同时洪水径流又不可能充分利用于灌溉的地方,用人工方法把洪水放入天然地下集水区是一种有效的措施。作这件事的技术可以有多种多样,使用那些方法好要取决于当地的特点。在很多情况下它可以成为調节地表径流最节省的途径。动用“人工的”地下水用一般的方法就可实现。地表水的下洩在冲积扇上部最为有效,因为那里沉积物的渗透性能最好,包气带的厚度最大,相应地自由容积也很大。这样就可以在天然条件下地下水埋藏最深的那些地方使地下水位接近地表,并可保证在冲积扇上控制最方便的地段較有效地建造引水工程。当然,下洩到冲积扇沉积层内的水量应该提取到地表来,否則反而会使冲积扇下部土地的土壤改良状况恶化。

新疆水资源的調查工作还只是开始。我們只可能在很短時間內了解这一广阔而富饶的地区的一部分。上面所作的建議只具有概略的性质,它們尚待討論和批評,我們不作过多的奢望。但是,即使是提出了简单的輪廓,只是涉及了水利事业发展的有限几个方面,然而却表明新疆在这方面的前途是多么远大,以及这一地区水文地质方面的问题是如何有趣和独特。

(吳滄陽 譯)

南疆塔里木河中游的变迁問題

周廷儒 趙 濟

一、前 言

塔里木河是南疆一条最大的河流,上游为叶尔羌河、喀什噶尔河、阿克苏河和和闐河四大支流,从阿克苏河口到羣克为止称为中游,羣克以下河道轉向东南,流注于台特馬湖,称为塔里木河的下游。

塔里木河的中游,东西长达 400 公里,橫貫在天山南麓緩斜冲积洪积平原和塔克拉瑪干大沙漠之間,沿途沒有接納一条进水的支流,相反地分支歧出形成一个极为复杂的水道网。由于水量一路散失滲漏和蒸发。因而沉积作用強盛,河道时常迁徙,形成一个寬达 100 公里以上的淤积平原(图 1)。

塔里木河中游平原是一个荒凉未經完全开发的地区,过去曾有很多学者到这里考察过。1885 年俄国普尔热瓦斯基(Н. М. Пржевальский)穿过和闐河和塔里木河的合流点¹⁾同年凱萊(Carey)和达尔格萊須(Daglei)由和闐沿和闐河向北到达塔里木河地区,1906 年英国斯坦因(A. Stein)从莎雅經其門,渡塔里木河向南沿克里雅河故道,穿过塔克拉瑪干大沙漠到于闐²⁾,他还測制出五十万分之一的塔里木地区的地形图。但以上諸人对塔里木河的形态特点,並沒有获得比較明确的概念,由于一望无垠的平原上,除低矮的砂丘外,缺少可供鳥瞰的高地。河岸的道路,一般穿貫在胡楊林地或高大的灌丛里,障碍視線不可能作很多的观察;而且常有把支流当作主流的危險。1841 年瑞典人斯文哈定(Sven Heden)新組織的探险队,³⁾1952 年新疆水利厅塔里木河流域調查队都曾用木船自上而下航行塔里木河探测河道,他們对于主流的河况比較了解清楚,但对于支流的分布情况,大部凭当地人的口述报道,距离、方向难得准确。1958 年新疆綜合考察队为了开发塔里木河的水利資源,派遣了一个小組,进入到塔里木河中游地区展开考察工作,虽然時間很短只有一个多月,但由于我們取得了十万分之一航空照片,借以得窺塔里木河中游水系分布的全部面目,使我們的地面观察获得許多引証,同时我們訪問了庫尔勒专署生产科薩塔尔同志,和莎雅其門乡水利委員六十八岁高齡的庫达須同志,他們过去曾协助政府勘察过河

1) Н. М. Пржевальский: От Кульджи за Тяньшань и на Лоб-нор. Русского. Геог.обш. 1947, Москва.

2) A. Stein: Innermost Asia, Oxford, 1923, Vol. I.

3) Sven Heden: Scientific Results of a Journey in Central Asia, Stockholm, 1899—1902, Vol. I.



四
称

干
网
100

过
点
190
拉
塔
外
不
He
航
凭
的
有
的
同
—

道或在年輕時放牧羊羣，因而熟悉塔里木河的情況。從他們的談話中我們獲得許多重要的資料。有了這些有利條件並結合前人的工作使我們對塔里木河中遊的變遷問題獲得進一步的了解，當然今後還須繼續不斷的努力開展對塔里木河的研究，更精確地查明這個地區的各种自然過程以便有計劃地來開發和利用這一地區的潛在資源。

二、塔里木河中遊淤積平原和鄰區分界

塔里木河中遊淤積平原的北部，是和由沖積扇洪積扇聯合組成的山麓傾斜平原為鄰，其間的界線不易區分。最西部是巨大的阿克蘇河三角洲。阿克蘇河的上游，發源于冰雪雨量最豐富的西天山。洶涌的河水帶來大量的冰水沉積物，在山口堆積成長達 120 公里的三角洲。頂部物質很粗大，愈向下游愈細，到扇緣地帶，滲水不易排出，受到蒸發而析出鹽分，形成大面積的鹽灘，上面廣泛分布着灌叢沙丘。塔里木河的主流葉爾羌河，從西南方向流來，受到阿克蘇河三角洲強大勢力的阻遏，使塔里木河不得不折向東流。葉爾羌河在巴楚附近，有很多分支把泥沙沉積下來，同時由于水量散失、人工壩垣等影響，下游段的水量，都由地下水供給，河水澄清而平穩，地勢緩坦，曲流發達，不象阿克蘇河坡降大而流水混濁、河口沉積巨大沙洲，阿克蘇三角洲的下部沉積物及鹽土，都掩復在葉爾羌河平原上使塔里木河沖積平原變得很狹窄，在這裡應以阿克蘇三角洲沉積物的邊界作為分界。

阿克蘇三角洲的東側為台蘭河和喀拉玉爾淩河所組成的沖積扇，面積較小于以南的古老平原，承受從扇形地散失的流水積成很厚的鹽土，鹽土的南緣可作為塔里木河沖積平原的北界。

東在秋塔克的山麓，有一些很小的洪積錐在它們的前端為古老平原，主要是由第三紀地層沖刷下來的粉紅色的沙土形成所謂“紅色沙漠”；但是這裡有從塔里木河自然堤崩潰出來的支流，一直侵入到山麓洪積錐的邊緣，稀疏的胡楊林，表征老河道的存在河岸淤積層受到暴雨的沖刷，又經風的吹揚，形成桌狀地。平原的南部，亦有大片鹽土，上面散布紅柳沙包，仿佛茫茫白海中，涌現着無數孤島。這個處在阿克蘇河和渭干河兩大三角洲之間的洼地，既為塔里木河沉積物沖填了一部分，就應把它歸入塔里木河沖積平原的範圍。

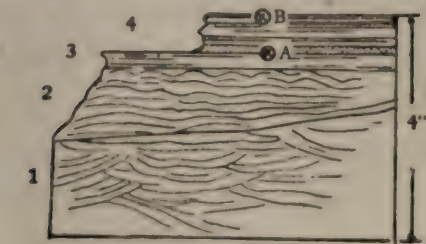
渭干河三角洲亦是天山南路較大沖積扇之一。它從莫札爾特山口向東南伸展到塔里木河邊，由渭干河主流分支為莎雅河及其爾格郎河。過去它們的下游曾向東延展很長，自從莎雅新和等沃洲耕地擴展，灌溉用水增加，下游水源枯竭，回水散失在河間洼地，以及其門以東的倍須塔克拉格（五棵胡楊樹）一帶的沼澤里。大量沖積扇物質的推動，使塔里木河轉變為東行的方向。在莎雅縣城北渭干河大橋附近所見沉積物剖面，上部為紅棕色亞黏土，系由天山前山第三紀地層上沖刷下來的物質，而在新其門的塔里木河岸所見的剖面，上部為灰沙屬塔里木河的沉積，下部為紅棕色亞黏土，系渭干河沖積扇的沉積物，可見在三角洲邊緣，扇形地和沖積平原兩種沉積物交錯進行堆積，有時進，有時退，要看兩種勢力消長的情況。區劃的界限必須定在現階段表面沉積物的分異線上。

渭干河三角洲的東北，為庫車河三角洲，面積較小，從山口放射出很多支流，其中的西

支,曾和渭干河合流,后来它的东支,亦曾和渭干河平行向东流,后来河床淤高,其流水断续分布,它們有时被塔里木河自然袭夺,或人工引水来灌溉草場,所以受塔里木河沉积的影响很大,因此庫車河扇形地以下的古河道所經地区,都应划入塔里木河冲积平原。

庫車河三角洲和迪那河三角洲之間的山前地带,都是一些由临时性洪水所堆积的洪积锥。在前緣亚黏土沉积带上出現沙拐枣和紅柳的灌丛沙丘。一般由細沙組成的老沙丘,有被雨水冲刷的痕跡。新起的沙丘,沙质較粗,夹有云母片,系由洪积扇上吹揚下来的物质,而且常把老沙丘包围起来。沙丘之間还有临时性洪水堆积的淡紅色亚黏土,干时龟裂。往南洪水流散在古老山前平原上,形成一片白色的盐滩,这里紅柳消失,而代以盐瑣瑣,盐壳厚的地方連植物也不見生长。这个地区应划入山麓緩傾斜平原范围。

輪台沃洲所据的迪那河三角洲面积大致和庫車河三角洲相等。山口为隆起的古冰水沉积物組成的冲积锥,前端为后期粗大的冰水沉积物組成的扇形地。下部細小砾石为亚黏土所复盖,这里是輪台富饒的耕地区。三角洲南緣,生长琵琶柴的盐土平原上散布着紅柳沙包。迪那河三角洲和更南塔里木古河道之間的洼地,积水成为巨大的瑪巴赫薩尔湖。成为庫車河和迪那河排水的尾間。此湖今已干涸,变为卑湿的盐滩,其上密生紅柳盐瑣瑣等植物,地名已改为庫克巧尔維語是“青色荒漠”的意思。湖区沉积紅色土应作为迪那河三角洲的一部分,庫克巧尔之南出現光秃的地面,經暴雨切成桌状地形。低洼处經风吹揚形成很多风坑。从沉积物的自然剖面中观察下部为具有斜交层和水平层粉紅色亚黏土的三角洲沉积,其中夹有鏽斑及植物根,沉积层微向东南傾斜。上部为厚达1米許灰沙和薄层灰白色亚黏土的互层,表层含有 *Limaea* sp. 的化石。前者为迪那三角洲的南延部分,后者应为塔里木河从西带来的淤积物质(图2)。有些地方还可看到由枯死的胡楊所指示的老河道遺跡。所以应把庫克巧尔的南緣,作为塔里木河冲积平原的北界。



1 第納尔河古三角洲沉积 3 瑪巴赫薩尔湖浅水沉积

2. 瑪巴赫薩尔湖較深水沉积 4. 塔里木河沉积

⊗A 日鹼龟紋 ⊗B *Limaea* sp.

图2 庫克巧尔南2公里风坑中沉积剖面

最东为孔雀河三角洲,这个三角洲可以分成二部,东部为古老的冲积扇,因受庫罗塔克南侧新构造运动的影响,隆起得相当高,上面保留着圆砾、砂和亚黏土的夹层,圆砾受长期的风化形成碎块。西部为較低位置的新冲积扇平原,由于孔雀河从博斯騰湖流出鉄門关,带出山口的泥沙較少。沉积作用微弱,因而河道侵蝕很深。主流經庫尔勒折向西流环繞扇沿的边緣而形成一個很大的弯曲,然后向正东流到罗布泊。

孔雀河大河曲之南,有一条英吉克河是渭干河的下游,古代塔里木河曾采取这条河的路綫和孔雀河合流注入罗布泊,目前英吉克河和孔雀河之間为盐化的沼泽地,很难区分界綫。自从孔雀河設立国营农場之后,灌溉用水增多,而使孔雀河水位下降,变为塔里木河农場的排水渠,我們暫以孔雀河的南岸,作为两区的分界。塔里木河在羣克以下,轉向东

南,已不属于本文討論的范围了。

塔里木河中游冲积平原的南部为一片大沙漠,缺少地面径流,只有西边的和闐河,在6月份有汹涌的洪水,挟带大量的細沙和黃土进入到塔里木河来。至于稍东克里雅河据斯坦因的考察,认为有三角洲的遺跡¹⁾。可能远古克里雅河曾流入塔里木的古河道(如阿合达里亚,維語远河的意义),如今已被沙漠掩盖起来,不可得見。塔里木平原的南部风沙地形逐渐过渡到塔克拉玛干大沙漠亦很难区分界綫。今考虑将有植被复盖的新月形砂鏈和灌丛砂丘的复合体,划入塔里木河冲积平原范围。无植被复盖的大沙壠和沙山的两种类型属塔克拉玛干沙漠区,这条分界綫在西部阿拉尔和东部羣克都离塔里木河很近,不过10—20公里,而在中部相距在70—80公里以上。

三、塔里木河的沉积作用

塔里木河中游淤积平原,处在天山前山褶皱带和塔里木地块之間,第三紀地层最年輕的挠折背斜构造的凹陷部分。古老的塔里木河发育在这里,不断淤积填高,不断向南北摆动它的位置;因而沉积物愈积愈厚。根据物理勘探資料,第四紀的松散沉积层,厚达4—500米。由于河道变动得很快,平原表面的沉积物不超过二、三百年的历史。近代冲积平原包含着两种沉积相:一种是河相沉积;一种是风相沉积,它們也是交替进行堆积的。

塔里木河的流量,年变化很大,中游上段的洪水期在6—9月,春平水期在10月到翌年2月,春洪期在4—5月,洪水期的流量可达1,238.7秒公方;枯水期的流量只有53秒公方。至于下段要小得多,洪水期有275.7秒公方,枯水期只有29.7秒公方。根据肖夹克水文站纪录,洪水期的含沙量达6.5釐/立方,枯水期为0.002—0.15釐/立方,所以洪水时期的沉积作用最为強盛。沉积物的来源主要是从高山带下来的細小冰水物质,河漫滩上隔年堆积的风沙,以及由洪水冲刷河岸而崩墜到河里的泥沙。洪水时泥流滚滚,混浊不堪。河底重迭着坎坷不平的波痕,在洪水下降过程中,河旁露出一部分的緩傾河漫滩,水浪把泥沙推到斜坡上又折回到河里,经过重复分选的沉积作用,河漫滩上部沉积細沙,下部为細泥,而两者之間产生細沙和細泥犬牙交錯的过渡带。在冲积平原的剖面中所見巨大的細砂斜交层都属于波痕的河床沉积,至于薄层細砂层夹有薄层砂土斜交层和亚黏土层,显示出河漫滩边缘的沉积特点(图3)。又当洪水下降,大面积河漫滩露出时出現靜水的河汊或牛角湖,水色变清,其中沉积細泥次年洪水淹沒又被沙复盖起来,所以在沉积层剖面中也常看到这种沙层中夹有极細泥层。沉积特別旺盛的河道,河床填高,洪水可以漫溢到岸上来,由于水力的分选作用,岸頂首先沉积沙,愈向外側沉积愈細,造成一条

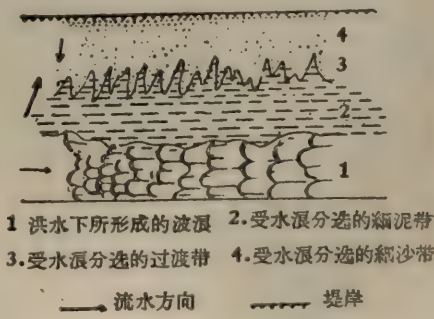


图3 河床沉积过程平面图

1) A. Stein: Serindia, Vol. V. maps, Oxford, 1921.

緩斜的自然堤,特別在两条河流自然堤之間所夹的低地中,常为卑湿的沼泽地或盐滩,其間沉积細小的泥土。在中游下段某些地点,这种位置分布的亚黏土层,厚度可达1—2米。当河道淤高到只能通过极少水量时,或下段由于水量减少,流速变緩,都可使曲流发达,沉积物变細,增加亚黏土的成分。在河床或河間低地逐渐变干的过程中,下部沙层



图4 陷穴形成示意图

水分下渗迅速而使容积缩小,上部亚黏土变干較慢,而在收縮时湿度較大的底面,变得兀突不平,因而在两层相交接处,发生很多空隙。地面植物的根系,一部分可伸到这种空隙中,动物在根部挖掘或雨水直接沿根部渗入,都足以导致陷穴的产生

(图4),这种陷穴小者直径数十厘米,大者达数米,陷穴互相貫通,可以发生小沟。陷穴的存在,对开荒不利,因此必須用土堵塞这些陷穴,以防止灌溉水的下渗,这种土地經利用过二、三年后,即无大碍。

塔里木河中游平原上风沙的作用特別強烈。沙的动态和方向,是由塔里木盆地北部的气流运动所决定的,这里冬季和春季,盛行由蒙古高压吹来的东北风,夏秋主要为从中亚进来的西北气流,夏日晚間,还有从天山吹下来的强劲山风,这些风向的合力,都推动沙子向南移动。起沙的地带和风成地貌,从北向南,也有一定发展的規律。

从北部山麓洪积冲积緩斜平原上,开始起沙,一般都是粒級較粗的沙子,有时夹有云母片。堆成沙拐枣或紅柳灌丛的沙丘,盐土平原則以紅柳灌丛沙丘最为发达,如遇积盐过多或水分枯竭的情形,紅柳萎枯失去固沙的能力。烈风吹蚀沙包使紅柳根系暴露在外,加速它的死亡。因此沙包日益縮小,甚至全部被风刮平而在更南地区形成新月形沙丘,或半繞着老的灌丛沙丘形成一种复合体。

比較古老的灌丛沙丘,久經风化,物質較細,偶遇暴雨,丘面形成临时径流,环着丘底切割成围抱的小沟逐渐被风扩大而形成风坑(图5)。

綠洲附近的輪荒地,亦是容易起沙的地方。莎雅綠洲的南部,地面出現很多方形风蚀坑。都是因为沒有防护林的庇护耕作过的細土,被风逐步刮走,下部細沙翻騰起来,前端受到紅柳的阻梗,形成灌丛沙丘。

河流在平水期季节河床大部暴露,上面开始积风沙。到枯水时,河床很干,大风吹起河沙,堆积在河岸而成河岸沙丘,每年洪水溢上堤岸,将淤积物复盖在一部分的风沙上,这

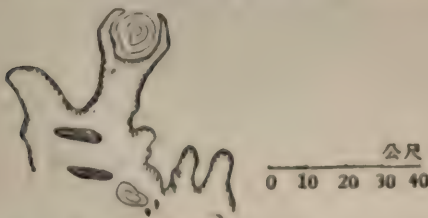


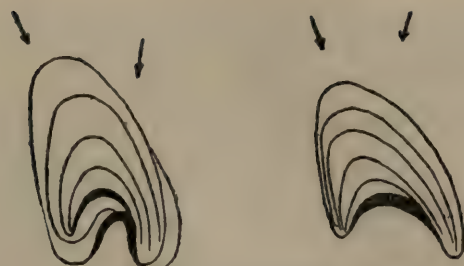
图5 庫克巧尔南2公里处的灌丛沙丘及暴雨和风所形成的风坑



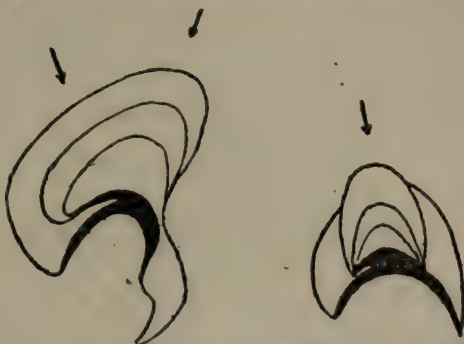
图6 塔里木河岸风积和淤积交替沉积的剖面



图7 其尔格郎河西岸英买力附近新月型沙丘和灌丛沙丘的综合体



庫克巧尔南迭置和变形的新月型沙丘



距其門南克魯克河十公里老河道上的迭置的新月型沙丘

图8 新月型沙丘

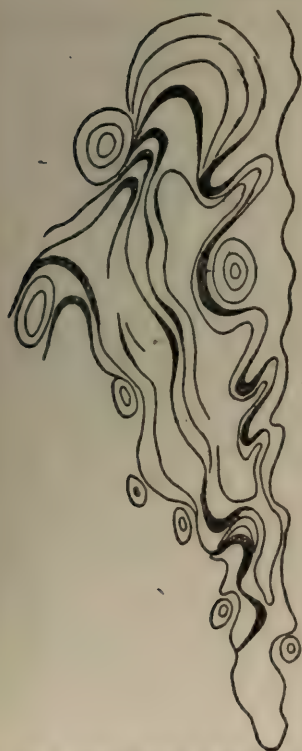


图9 其門南阿其克河北部新月形沙丘鏈和灌丛沙丘的综合体

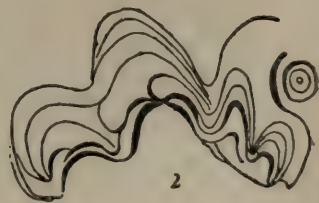
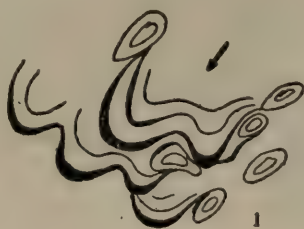


图10 草湖乡南庫恰克河北岸馬蹄形沙丘
1.受灌丛沙丘涡流影响的抛物綫型沙丘； 2.迭置的新月型沙鏈

种现象,在河流侧蚀作用分解出来的沙丘剖面中,可以清楚看出风相与水相两种沉积作用的交替情形(图 6)。

胡杨林密茂的河岸,也有沙丘的存在,因为胡杨冬季落叶,丧失了防风的作用;但亦须指出,胡杨林中也有胡杨未生长前早已存在的老沙丘。新河两岸沙丘更易发育,常有新月型沙丘和灌丛沙丘混合起来的综合类型,这种沙丘的移动、威胁着农田住宅。(图 7)

干河床分布地区,地下水降低河岸平原上的植物相继死亡,形成光板地面,风沙最易活动,这里常见新月沙丘(图 8)或新月型沙丘链(图 9),也有少数抛物线型沙丘(图 10)。它们常受不同风向的影响而形成迭置的复合体。

大体来说,塔里木河以北,以灌丛沙丘为主,塔里木河以南,灌丛沙丘和新月形沙丘的综合体,分布较多,更南新月型沙丘链掩复了古沼泽和古河道。临近塔克拉玛干沙漠聚沙愈多,形成巨大的综合新月型沙丘和金字塔型的沙山,高达 100—150 米。

四、塔里木河的变迁原因及其所引起的景观变化

塔里木河是一条动荡不定的河道。它的变迁原因,主要是由于泥沙沉积作用快速,河床容易淤高,不能容纳洪汛时的流量,往往突破自然堤而改变它的流路。一般较老的河段,发育曲流,使一部分洪水流速减低,因流水一部分能力消耗在磨蚀河曲的凹岸中。如果曲流的后半部发生缺口,则向着逆坡降的方向冲出了支流,流程很短,或只发生舌状的小型冲积堆;如果缺口发生在曲流的前半部,则支流顺坡降延伸而和主流平行。等到主流



图 11 塔里木河示意图(中游上段一部分)

沉积过多洪水不能暢洩时,全部水量傾泻在支流里变成一条新的主流。(图 11)

新的主流,河身比較平直,流速較大,在一定时期内进行侵蝕作用 (图 12), 同时側蝕力加强,河幅变寬。到一定阶段河道逐渐开始弯曲,借以延长它的流路。因使流速变緩沉积作用轉趋强盛。等到沉积填高河道又将流路改变到另一条新河里去(图 13)。所以塔里木河在流量坡降和沉积物三者之間的矛盾情况下,各个河段不断改变它的位置。

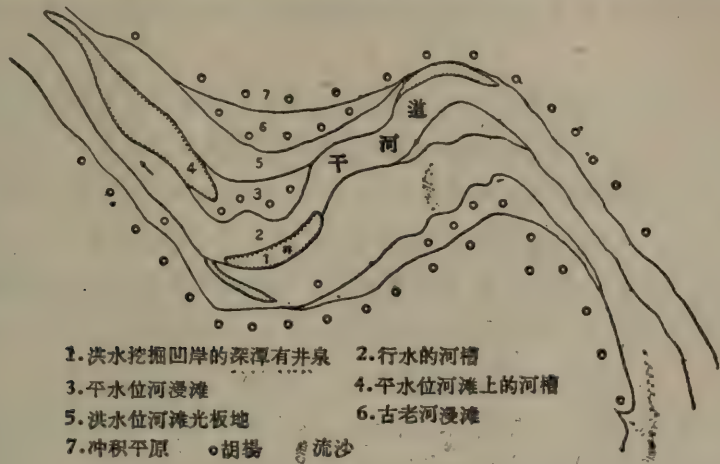


图 12 塔里木河废弃的支流黄羊河实测图(莎雅西南)



图 13 塔里木河的老河道(兴干河)

塔里木河的主流改到新河道以后,新河側蝕作用十分强烈,根据莎雅新其門水文站的資料,1957 年洪峯前河道断面的幅度,为 285 米,汛期后重测为 358 米。1958 年汛期后同地点的幅度扩展到 413 米。每年河幅增加到 55—73 米,速度殊足惊人。由于側蝕而发生了岸崩現象特别是土层上部为亚黏土,下部为沙土的地段,极为严重。下部松沙受側蝕作用而被挖空,上部亚粘土或粘土不能支持重量时,就大块崩落在河水里,发出巨大声音。在洪水季节,曾观察不到 300 米的堤岸范围内,每分鐘崩落达 9 次之多,且有很多胡楊和紅

柳随浊波下流。此外向南凹曲的宽河,起大风时,受巨浪冲击,也易发生岸崩。冬季晚间河岸壤中水冻结,次日中午强烈阳光使其融解,松动了土层而使河岸崩裂下坠。这种岸崩现象,不但增加河水的含沙量,而且促使河岸后退,容易导致河流的改道。有时触及支流也会引起抢水的现象。

人工开渠灌溉草场,或引水播种作物,亦为河道变化的原因。当地居民在主流上挖掘口子灌水到老河道里,那些口子逐渐被扩展成为大河,有时主流也会放弃自己的河床改流到古河道里。

塔里木河中游的变动,主要由于上述沉积原因。但此外另有两组矛盾势力使河道变动的规律更为复杂。天山前山带现代新构造运动使山麓洪积缓斜平原隆起,可以迫使塔里木河向南摆动,如果新构造运动暂时宁静,南部平原淤积和风沙加厚,使地势抬高,则河系又可向北迁徙。此外地球自转影响河流偏右(北半球),和北部大三角洲间洼地对塔里木河水向左吸引的矛盾势力也有一定的影响。根据最近河道变迁历史和航空照片的判断,南部平原的沉积加高和洼地的吸引两种势力颇占上风,因而现阶段的塔里木河是由南向北变动的。

塔里木河现代流水作用过程迅速地变化,也引起了平原上景观快速的改变,在这荒漠上生长的植物,全靠地下水生活。灌木为这个荒漠地区的基本群丛。只有临近通过流水的河岸,有较密茂的胡杨林。林下也有红柳、野麻、芦苇所组成的下层植物。林地积有枯枝落叶层,土壤发育为沙质很强的吐加衣土。林带外侧地下淡水减少,成为红柳、铃铛刺群丛或纯红柳生长的地区。夏季塔里木河水升高,以地下水透过自然堤渗溜到这里,冬季河水下降,相反有地下水回到主河里去,所以在这一地区,发育盐土化草甸过程或沼泽化过程的土壤。愈向外侧的冲积平原,地下水位愈低,红柳生长不良,已有一部分枯死或成为稀疏群落,间有矮生芦苇、黑刺、骆驼刺等。土质干燥,发育为轻度盐渍荒漠化草甸土。在更干燥条件下,灌丛沙丘上的红柳,死亡更多,沙丘间地面光裸,或只生少数盐生草和骆驼刺。土壤发育为荒漠化草甸土或龟裂土。在地下水下降得更低的情况下,红柳、琐琐都逐渐枯死,沙丘被风吹蚀得七零八落,形成一个强烈的风蚀地区(图14)。



图14 新其門塔里木河岸景观示意图

以上所述为一般河岸景观递变的特点,但河道迁移,地下水随之引退,上述景观递变的规律,受到了破坏,被遗弃的干河两岸,荒漠化过程迅速展开,河岸胡杨林下的芦苇首先枯死,继以红柳等灌丛。林下地面变成光板地,再过一个时期,胡杨枯萎,最后成为矗立在干河旁极枝蜷曲的枯木林,到这时风沙完全占领了旧日青葱的林地。干河床已发育为龟裂土,它的剖面里,还存留着芦苇根锈斑及 *Limnaea* 和 *planorbis* 的遗体,表徵昔日河漫

滩上进行过草甸过程。至于干河道的外侧,无庸說荒漠化的作用更趋強烈。

新生河道所經過的地区,原来进行荒漠化过程,这时很快轉变为草甸化过程,或沼泽化过程。两岸平原上的植物,又重新按上述递变的規律,繁殖起来(图 15)。所以河道的年龄可由河岸分布的胡楊是幼林、还是桿林或壮年林、老林等判断出来。但亦須注意到新河道穿入废弃不久的干河道,因而产生断續分布的胡楊林。了解这种景观递变的規律,对于营造防护林带及其他改造自然的措施具有十分重要的意义。



图 15 庫恰克(无河岸胡楊林的新河段)两岸景观示意图

五、塔里木河中游变迁的历史及現今各段河道的特点

关于塔里木河流域最早的实测地图,当推 1755 年(乾隆乙亥)何国柱等“分道測量”而在 1863 年(同治二年)所鐫印的“大清中外一統輿图”(图 16)¹⁾。在这图中簡略地表示出塔里木河的水系分布情况,图上在阿克苏河和葱岭东河西河交会的地区(和闐河的东西两口)出現一巨大沙島,可見当时和闐河的水量比今天大,两河都可行水。这个沙島即現时的阿拉尔地方,按維語“阿拉尔”就是島的意义。今名存而实际已变为河北岸的冲积平原(今阿克苏軍垦农場指揮部所在地)当时塔里木河向东沿着北緯 41°30′ 流行,是和渭干河下游符合一致的。渭干河为其时塔里木河洪水的支流之一,下游和孔雀河合流,直接注入罗布泊,可知 200 年前塔里木河中游的位置偏向冲积平原的北部,此后逐漸南移到今日被湮沒在沙漠里的阿合达利亚为止,阿合达利亚維語是“遙远的河流”,据庫达須老人談:該河近百年来无水,可見最近 100 年內塔里木河是向北摆动的,而且已轉个到 200 年前的原来位置。



图 16 1755 年測制的塔里木河水系图

1) 大清中外一統輿图,同治二年,板藏湖北撫署景恒樓。

最近 100 年来的河道变迁可分三段来叙述：

(一) 从阿克苏河口到哈得冬的上段

和闐河以下分出二条古河道即阿昔克河維語是“苦河”的意思和庫魯克河維語是“干河”的意思，庫魯克河的下游即卡巧尔立克河，它和阿昔克河之間还有庫瑪尔立克和烏哈尔立克两个分支，在下游会合称头盖立克河和卡克特河相接，这些河道根据斯文哈定的記載，都在 1882 年变干，1897 年还有水留存在潭里(图 17)，以后完全干涸，上游河岸分布着胡楊林，并有紅柳、駱駝刺等植物，下游全是沙包，可以隱約看出河道的遺跡，胡楊已枯死，只有萎枯的紅柳，阿昔克河以南，一片沙丘，不見树草，偶遇雷雨的年份，沙地上生长一些盐生草，少数牧人到这里放羊羣或者猎人前来狩猎野駱駝。



图 17 1899—1902 年測制的塔里木河水系图(斯文哈定)

阿克登附近的塔里木河在 1894 年南岸决口产生新河道，逐漸加深加寬，到 1896 年完全放弃老河道，两岸边有密茂的胡楊林。到 1899 年老河道全干。本段在最近 64 年內沒有很大的变化。至于更南的拜西普会河为由托克魯克地方塔里木河分出的支流，到庫克玉尔滚重新归入塔里木河，自从 1928 年以来无水，两岸胡楊还生长得很好。

塔里木河的北岸在大吾斯空一带分出数条支流，进入阿克苏河三角洲和渭干河三角洲之間的洼地，其中一条支流向东北流和来自喀啦戴尔塔克的河道相合，东流经秋塔克山麓洪积錐前端东受渭干河三角洲之阻，折向南流，散失在沼泽区里，后来这条河逐漸淤塞，水源枯竭，解放以后利用淤塞的老河道挖掘水渠，引塔里木洪水，浇草場和灌溉莎雅四区的水稻，洪水降落时，变成不相連續的湖泊。

今天塔里木河中游上的特点是坡降和含沙量均較大，沉积物以沙为主，河道在河床內摆动剧烈，因此河漫滩发展极寬，在洪水期內，河水面积增大、水量的渗透和蒸发均大，到枯水期，情形相反，河漫滩上盛长拂子茅 (*Clamogrostis*)，河岸上沒有洪水漫溢現象，所以

芦苇生长很少。

(二) 从哈得冬到沙依拉克的中段

在哈得冬稍下游,即分出卡克特河,为 1909 年以前(距今 45 年以前)的老河道,亦是斯坦因考察队测图时的塔里木河主流(图 18)。它的下游分油木洛克和奥干河两支,都归入最老的塔里木河,亦称叶尔羌河(可能是阿合河的下游)。下游到羣克和现在的塔里木河相接,叶尔羌河自 1897 年以后,水量减少,不久即告枯竭,目前河道在很多地段已被沙包埋没,痕迹莫辨。



图 18 1908 年测制的塔里木河水系图(斯坦因)

奥干河是从卡克特河分出来的古河道,过上学堂分为二支,北为奥干河,南为阿其克河(和上述阿昔克河无关)后者穿过意勒得窝肯湖,到下学期重会渭干河(图 19)。据说在 1836 年以前(距今 122 年)塔里木河都曾利用这两条路线,洪水时还可通行舟楫。阿其克在 1869 年变干,最后在 1884 年(距今 74 年前)还有小股洪水进入。现时阿其克河在意勒得窝肯湖东南已被沙丘掩盖了一大段,就是湖沼本身,亦被平行的条形沙丘,埋没得不能区别轮廓。

考奥干河是塔里木河南徙过程中所遗的老河道。在 1854 年前,当地居民看见它流行在胡杨林里,1860 年在库克库尔(青湖)突破南岸,出现新道,逐渐固定流路,老奥干河于 1869 年断流。当塔里木河在哈得冬进入渭干(即英吉克河)河时,南边的卡克特河变干,新奥干河也无水,但在它的上游分叉上,又冲开了一条新河道,名为阿克亚苏克河经过噢带湖(天鹅湖)利用奥干河的老河床,到下学期和现塔里木河相接。20 年前噢带附近沃州居民很多,由于阿克亚苏克河口堵塞,河道断流,噢带即无人烟。奥干河下游,干河道极宽,芦苇已枯死,红柳疏布,古河床上生长野麻和鸚葱。其间细小的河道,极度曲折,少量

的水分,孕育一些盐生草。平原出現許多风坑,南岸林立着成行的大沙丘。



图 19 1945 年实测塔里木河水系图
(根据苏联 1/50 万地图縮繪)

現塔里木河的北岸,最重要的河道为渭干河,亦称莫札尔特河,下游亦称英吉克河。(維語是狭河的意思)原是塔里木河的故道。塔里木河南移,它不能单独供水,只是断續有水,等到塔里木北迁,重新納入古道,其中一段称恰阳河,意为蠟子尾,象徵河道弯曲如蠟尾。十余年前,塔里木河改流在哈得冬到塔里木之間的退退尔河,恰阳河即被遺弃。塔里木大坝以下,有名扎依堤河,当 1924 年以前,塔里木河曾由此流到奥干河,由于泥沙淤高和人为筑坝的关系終于 1927 年塔里木河大部分水量轉向东流入拉依河,这是一条由沟渠扩大的河流长达 120 公里,以混浊得名(拉依河意为泥河)。扎以堤河以下河道干枯,使下游鉄千里克一带缺水灌溉,1952 年在拉依河口上,筑塔里木大坝,把水归回扎以堤河形成滔滔大河。而拉依河变干只有上段有少数水潭积水,居民利用它来种瓜。

塔里木大坝西面的北岸有两条长达 80 公里以上的支流,一名沙基列克,一名艾山阿基克(又名庫恰克),它們原来是庫車河的下流,水源极少,由于居民欲灌溉草湖乡及以东的草場,开辟了塔里木河上的口子,把洪水引进来利用灌溉。洪水期草湖乡形成綠波蕩漾,胡楊曳影的巨泊。这些支流实际用来灌溉的水量很少,而浪費卻很多。两条支流会流注入布尔格湖,最后流入孔雀河。

塔里木大坝筑成以后,洪水将坝下北岸的烏布恰布脫河冲刷得很寬,烏布恰布脫維語是洼地的意义。是一个相当卑湿的地区。这一条支流最后通入恰阳河故道。

大坝以南塔里木河派生一条支流名塔洛夏河,夏季有水灌溉英曼里一带的牧区。英曼里是一个“新村”,1946 年建立,由于塔洛夏水源不足,居民在春季去小学堂种小麦,平时留在村里放牧。

現塔里木河在这一段里的特点是河流坡降減少,分支增多,流量分散,泥沙含量大,沉积的速度增加,从森木里克,庫克玉尔滾到帕可达玉尔滾,最近 30 余年来无大变动,河岸不高,洪水可以漫溢到平原上,所以这里有条件作为芦苇割草場用来飼养庫車羔皮羊。

(三) 从沙依拉克到羣克的下段

沙依拉克以下,塔里木河的水量分散在广大的洼地里,由此到羣克之間分支极繁,变化无常,差不多 10 年内就有变动,主要河道有 4: 自北而南为拉依河、阿拉河(又名艾契茲河或称老张河因汉族张姓淹死在这里,維族为紀念他而命名)、恰阳河,最南为奥干河即現在的塔里木河。这些河都依靠塔里木河分水涵养。其間有无数人为发掘的口子,互相沟通,拉依河东南流向陆碛湖,在羣克附近进入塔里木河,所經是一些草湖地区,阿拉尔河沿着恰阳河北岸条形沙包带曲折东流与恰阳河会合。恰阳河为渭干河的下流,在羊吉巴札已变干枯,渭干河的尾水在此断流。在依民卡克地区,恰阳部分河段为塔里木河所夺,在大坝北面也是断断续续,一段有水,一段干枯,有水的河段是塔里木河冲开的沟渠,拉依河艾沙吉等河都穿过恰阳故道。胡楊林指示故道的遺跡。下游接納諾茲尔河,从塔里木河引来的水源,下游为英吉克河,流經羣克,为注入罗布泊的塔里木河古道。

奥干河(通常称渭干河,应和北部的渭干河有所区别)为現塔里木河利用来洩水的河道,在沙拉达木以东北岸有加各尔河北通恰阳河,下段淤塞轉向东南归入塔里木河到 1953 年发展为曲折的新河道,在英尔瓦提地段塔里木南岸,分支为卫尔买克河,流向正南,它的东侧和塔里木河之間为河間洼地,卫尔买克分一小支流行其間,中途停滯其庫湖、克其克湖等串珠形湖泊,最后归入奥干河。塔里木河在小学堂和奥干河合流向东到羣克之南,折向东南流,沿途分支頻繁,沼泽紛紜。

下段的河流特点,为地势低洼,水流分散,河汊沼泽,犹如蛛网,河道变得細小,沒有固定的洪水槽,汛期洪水漫流,自然堤上为細沙,或沙壤分布胡楊树,河間洼地沉淀細土,常积水为湖泊,其中遍生芦苇、香蒲等植物,冲积平原盐漬化弱,宜于开垦,現时仅利用作为牧場。

六、改造塔里木中游水系的意見

塔里木河中游的基本問題,在于河道时常变迁,和流量变化太大,要求这条河能为生产服务,必須設法变更河流的自然状态,使它成为一条完全受人类控制的河流,以便有計划地来开发两岸的土地資源。如果目前立即設計农場,安排灌溉系統,将发生一系列的困难問題,小則龙口被洪水冲毀或淤塞不能引水,大則河道他徙,一切投資都归无用。为控制塔里木河的洪峯和調节灌溉水源,必須建筑一系列的水庫,沒有这些,就很难保証开发計划的实现,除在流量最大的阿克苏河上游建筑水庫拦蓄冬季余水及洪水期的正常洪水外,在阿克苏河与叶尔羌河合流处建筑存沙庫和水庫,以減弱含沙量,至于渗漏問題,在水庫貯水一、二年后淤泥加厚,即告无虞。根据阿姆河沙层上筑庫的經驗,經淤泥填积后,用鉆探法,查明庫底,并无渗漏象跡。

和闐河的上游为昆仑山北坡的黄土区,下游通过大沙漠因而带来了大量泥沙,今年一次洪水,曾把新辟的南干渠淤高了两米,如果听任洪水洩入塔里木河势必增加塔里木河的

含沙量,应当在下游选择适当庫址截沙放水,可以供应塔里木农場一部分水量。

以上水庫建筑完成后,无疑能取得杀灭洪峯、調节流量、緩和塔里木河的沉积作用,加强河槽的侵蝕作用,至于塔里木河中游下段用水的調节,有待于在塔里木河沿岸再辟若干平原水庫。

水庫建成以后,可以降低河流的側蝕作用和岸崩現象。但河水轉清,下蝕作用轉剧,河岸土层結構疏松,仍易崩墜,仍須人工护岸免除增加河水的含沙量,最好的办法,是砌石护堤,但平原缺少石料只能就地取材,用紅柳、胡楊夹以沙包来阻遏岸崩,是經濟有效的措施。根据塔里木河的側蝕規律来看,不必全部都須护岸(图 20),主要在尤口分水(A)和自然分支的地点(B)、在两股水合流产生漩渦的地点(C)、凹岸和凸岸的过渡段(D)、改道不久的年青河段、河幅特別寬大而洪水季节刮大风时,河浪容易冲刷堤岸的地段,都需要水工措施。同时也应考虑护岸林的营造。

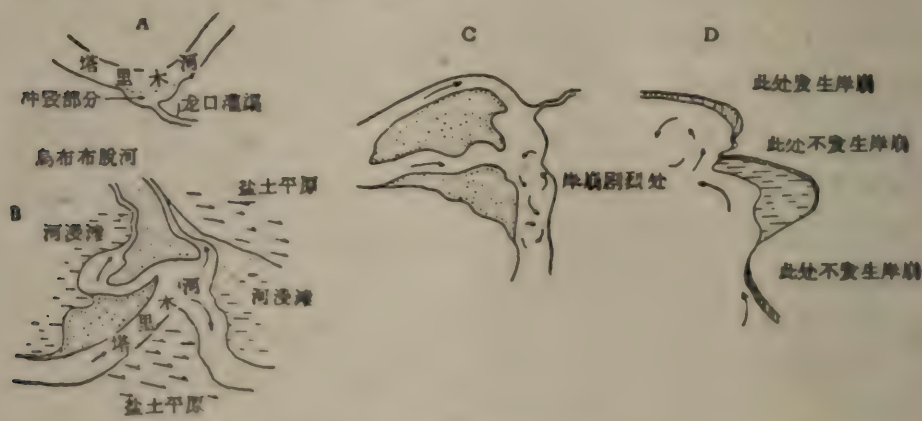


图 20 岸崩剧烈地段示意图

进一步应計劃整理水系与渠道,借以減少流量的散失,堵塞一切自然排水的支流和澆灌草場的口子,重新安排草場和耕地,并合理地布置灌溉系統,河道过于弯曲的地点,应截曲取直,以保証下段有一定的流量。

博 斯 騰 湖 及 其 將 來

Н. Т. 庫茲涅佐夫 Э. М. 穆爾札也夫

东部天山山地还隐藏着很多謎,博斯騰湖是其中之一謎。最近几年来新疆水利厅及中国科学院新疆綜合考察队对这个湖进行了調查研究。本文作者即在新疆綜合考察队工作。

对博斯騰湖的研究不仅为了要了解它,而且还具有实际意义,就是为了要闡明綜合利用开都河及孔雀河水資源可能性的远景評价,开都河是对博斯騰湖补給的主要水源,而孔雀河是发源于該湖。

最近时期以前我們关于博斯騰湖的知識是很有限制的。这些知識主要属于所发表的訪問資料(參閱李鉄尔所著亚洲地理),并且只有 В. И. 罗伯罗夫斯基(Роборовский)及 П. К. 克孜洛夫(Козлов)在参加以 М. В. 皮福佐夫(Певцов)为首的西藏考察队时(1889—1890 年)亲自来到湖上并进行了目測: В. И. 罗伯罗夫斯基沿博斯騰湖的南岸, П. К. 克孜洛夫沿湖的北岸进行。在这个踏測的总结中 П. К. 克孜洛夫簡短而有系統地描述了博斯騰湖。在这个描述中大部分涉及湖区卡尔梅茲居民¹⁾以及对动物、植物与附近平原的描述。他們对自然地理的資料提出的很少。其中写到湖的寬度及长度并指出卡尔梅茲人看到湖底为 6 俄丈²⁾,同时,岸边深度为由 1—3 俄丈,在暴雨时湖中的浪高达 2 俄丈,湖水在 12 月間全部冰封,3 月下半月解冻。

1898 年 К. 福鉄列尔(Футерер)沿馬車驛道經過焉耆到博斯騰湖。1906 年 Е. 亨丁格頓(Хетингтон)在冰上穿过了博斯騰湖。著名的亚洲中部考察者瑞典人諾林对博斯騰盆地完成了相当圓滿的描述,說明了这个洼地的地形并提出了关于这个湖的第四紀历史的設想。

新疆維吾尔自治区水利厅勘测队进行了博斯騰湖的專門水文地理考察,当时作出了水深图并对湖岸、一系列小的芦苇沼泽及組成孔雀河水源的汊流进行了描述。

本文作者于 1958 年 8 月进行了对博斯騰湖的考察,由焉耆城至湖边,乘舟过湖然后沿孔雀河由其河口至鉄門关山峽。

由于我們对博斯騰湖了解的结果并依据新疆維吾尔自治区水利厅有关水文的資料写出了这篇論文。

1) 指蒙古族——譯者注。

2) 每 1 俄丈合中国 6 尺 6 寸——譯者注。

博斯騰湖位于广大的焉耆盆地内，靠近于围绕焉耆盆地南部的卡拉铁干及庫魯克塔格山，这里的山比较低、它們最高峯的海拔达 2,809 米，位于焉耆盆地东部及东北部的沙山克孜尔塔格及觉罗塔格也不高。在焉耆盆地的北部高聳着具有不大的冰川和各別海拔高度达 4,000—4,300 米終年积雪的博尔托烏拉山以及与博斯騰湖盆地西南部相連的博尔霍塔山，孔雀河即穿过这些山与庫魯克塔格之間的窄狹谷流入塔里木盆地。

博斯騰湖盆地的底部是向湖傾斜的平原。我們依照百万分之一比例尺的地图量出博斯騰湖盆地的面积达 6,000 方公里而它的集水面积約为 27,000 方公里，其絕大部分分布于北部及西北部，即开都河(焉耆)、黃水河(哈甫七汗—果尔)、阿尔瑪依特(諾林—庫尔特古特—果尔)、清水河(哈林根—果尔)、曲惠(秋卡尔)及烏什塔拉(烏沙克塔拉)河流向盆地及博斯騰湖，其中只有多水的开都河全年有水流入博斯騰湖，黃水河及烏什塔拉河仅有部分洪水流入該湖而其余各河的地表径流未能达到湖中。

河水出山口后加剧滲漏于沙砾卵石层，滲漏下去的河水成为地下水向湖流动，围绕于焉耆盆地南部及东部諸山的流水也是如此注入湖中，由这些山流出的地表径流不大，这里沒有长年流水，甚至临时流水的干沟网亦很稀少。大部份干沟消失于阿克別里庫姆及沙瑪尔朵金宁庫姆沙地中，这些沙地是高大的难以通过的复盖于博斯騰湖东南部大面积平原上的沙丘，沙丘的支脉經常延伸并紧靠于博斯騰湖的水边綫。在博斯騰湖的北岸，沙地不多，呈零散的不高的吹揚和吹蝕的沙包，在北岸的沙壤土包为最多，上面生长着紅柳及其他灌木。沙包的行列分布在生长芦苇、芨芨丛及胡楊小丛林的盐土上。在博斯騰湖的南岸与沙丘边緣之間也可遇見芦苇、芨芨丛及胡楊小丛林。在干沟穿过的地方，胡楊远远深入于阿克別里庫姆沙山。

靠湖的平原上生长着的芨芨丛、胡楊小丛林、芦苇以及沼泽地，是地下水对該湖大量补給的証明。这些地下水正如我們在上面已經述及，其絕大部份是由河水滲漏于河床及灌溉渠道所形成，并且地下水流是受着田間灌溉水的补充。

博斯騰湖具有不規則的鐮刀形状。湖岸綫为湖湾及沙滩嘴剧烈切割并有时伸入湖的縱深。湖的最深处在其东部約为 16 米，湖水深度的迅速增加是水深测量时的特出之点，应当指出在湖西边緣的浅水处約为 400 方公里面积的湖沼泽，其中几乎全部生长着高达 6—8 米(有时还較高)的茂密芦苇、其間难以通行。在这个芦苇海之間，散布着露天水塘，当地居民称之为湖，这些水塘互相之間为汊流所联系，在这些汊流中可以观察出水流。这一系列汊流連續由东向西經过那門克諾尔、烏力得再、庫尔勒諾尔、阿洪克湖、斜斜汗、达斜汗及阿日兰德諸湖是孔雀河的发源地，这个河系由博斯騰湖的西部边緣流出。

在上述一系列湖泊的稍北，分布着卡汗諾尔及达布斯特湖。开都河的右支流(西支流)即經过这两个湖及庫尔勒諾尔湖注入于孔雀河内，而其左支流(东支流)直接注入于博斯騰湖。

应当指出在 B. H. 罗伯罗夫斯基及 П. K. 克孜洛夫的书中，我們沒有遇到开都河有左支流(东支流)的描述，同时也沒有繪在图上，看来这个支流是在上述旅行家对該湖考察

以后形成的。同时，П. К. 克孜洛夫指出，现代的开都河右支流（即当时唯一的河口）的稍西，有开都河的旧河床。根据我们与 П. К. 克孜洛夫的观察对比，表示出在最近 70—80 年来开都河床在其河口处向左（向东）迁移。在上面由开都河出山口后流向焉耆平原的地方也可看到这种情况。

湖水面积达 980 方公里，在这个湖水面积数上应增加前面提过的一些小湖的面积 60 方公里¹⁾。湖水总容量达 10 立方公里。

博斯腾湖底部土质具有相的变化：靠近岸边的是污黄的及灰色的沙子，在接近于湖的中心处主要为腐泥及淤泥。

湖中的水下植物不甚发育，以稀疏斑点分布在离岸不远的浅水中。芦苇除了密生在湖的西边缘外其余各处生长不多。

湖水是淡的，呈浅绿淡蓝色。在孔雀河口的近处，由于具有大量有机残余物质，湖水为沼泽所特有的暗黑色及气味。

湖水在 12 月结冰，岸冰在 11 月出现，3 月间主要由于大风破冰的作用解冻。最后的冰块于 4 月消失。在寒冷季节末，冰复盖厚度达到 0.8 米，1—2 月间在冰上通过马车运输并进行冰下捕鱼，湖中鱼的繁殖很多。

博斯腾湖水的化学成份列举如下表。

表 1 博斯腾湖水的化学成份 (1958 年)

号序	水样地点	日 期		干残余物 (毫克/公升)	阳离子 (毫克/公升)				阴离子 (毫克/公升)		
		月	日		pH	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺ + Na ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻
1	湖的东边	7	28	383	8.4	28.5	28.7	43.0	167.4	57.8	42.3
2	孔雀河发源地的近旁	8	14	390	8.1	34.4	24.2	44.0	180.2	50.4	41.0
3	开都河东支流以上的湖	8	14	254	7.7	37.4	8.0	18.1	156.0	24.1	9.8
4	焉耆附近之开都河	8	12	210	8.1	39.4	9.4	9.0	121.4	18.8	9.7

从表中可以看出湖的东边及西边水的矿化度弱，水的化学成份 Na⁺ + K⁺ 多于其余的阳离子，而 HCO₃⁻ 多于 SO₄⁼ 及 Cl⁻。

孔雀河流经小湖水的第三号(N3) 分析资料是很值得注意的。我们已经指出在洪水期开都河右支流的水流注入于博斯腾湖。开都河水矿化度弱并冲淡着湖水。

依据焉耆盆地的地貌及组成这个盆地的第四纪沉积物成份，可以作出有关博斯腾湖历史的一系列有趣的结论。

湖面现代水平位于海拔 1,047.3 米（另外一个资料是 1,048 米）²⁾。在视察湖岸时表

1) 在此数内未包括芦苇的生长面积，这个面积未被各别作者特别分出。湖与芦苇的总面积为 1,400 方公里。
2) 在其他书籍中可以遇到的数字如：1,030 米，1,043 米等。

明，到处沒有古时湖水的干涸高阶地，也沒有在亚洲中部常見的砾石和沙质的拍岸堤，博斯騰湖在这方面是一个引人注意的例外。目前仅有一个阶地聳立在开都河三角洲芦苇湖湾沼泽之上，其相对高度达 1.2 米，依据植物的变化，可以明显地看出这个阶地。阶地的表面帶有土壤盐化的标帜，生长着芨芨、白刺、紅柳。阶地高出水面不过 2 米。

在另外地方——湖的东南沿岸，圍繞在湖东部的沙丘处也看到与上述同样的情况。帶有軟体动物貝壳灰色沙組成的現代沙滩湖岸綫以外，有寬而低的岸堤，在这个岸堤以外看出长着稀少低矮芦苇的沼泽低地。岸堤的寬度为 10—40 米而高度为 1.0—1.7—2.0 米。湖滨平原为高沙丘所圍繞，这些沙丘系由另外的未含有动物貝壳的淡褐色沙子所組成。

容納流向博斯騰湖的临时水流及为山河末端的河床形态是湖在过去长时期停留在海拔 1,049 米的有力証明：这些河的河水被取用作为灌溉北及西北湖滨平原之需，穿过这个平原的河床切割明显并显著地呈现在地形上。这些河床的切割及岸綫未达到現代的湖岸綫在海拔 1,048.5—1,049 米处即行尖灭消失。

Э. 諾林在其书中写道，他在湖的东沿岸，在为 5 米高的阶地所圍繞的沙地中，看到了大片盐土。根据这位作者的意見，这是博斯騰湖过去的湖湾。很难将他所指的阶地与我們所看到的阶地相比較，因为不可能与諾林所采用的 1,043 米絕對高度水位进行比較。我們只是指出：依据我們在 1958 年的观察，湖具有高的水位，并在最近 8—10 年中有了显著的增长。向当地居民訪問所得的資料同样証明着这一点。1958 年 8 月在靠近湖的北岸进行水深測量时，发现在距离湖岸綫 50—60 米的水下有被水淹沒的不高的由沙組成的岸堤，其上为一层 0.6—0.7 米水所复盖。在这个岸堤前面靠近湖岸的地方，分布着被水淹沒的泥炭沉积并在其中很好地保存着还未腐化的芦苇根系。

沿湖的北岸有 100—200 米寬的芦苇早为 П. К. 克孜洛夫所指出，但是我們沒有看見这个沿湖延伸的芦苇带，这是由于水位升高以致芦苇死亡，我們从湖的北岸立刻发现了为 П. К. 克孜洛夫所指的被芦苇所掩蔽的平水面。在湖中生长的芦苇与岸上生长的芦苇同时死亡或枯萎，这种現象也是由于博斯騰湖水位上升，以致引起地下水位上升，从而首先导致湖附近大面积土壤盐渍化的結果。

追溯开都河三角洲形成的历史是有趣的，因为这个河的行动是和博斯騰湖的历史紧密地联系着。在由西向湖傾斜的平原上，可依年齡分出三个三角洲冲积沉积物綜合体。最年青的是現代的活三角洲，由焉耆城以下宝浪苏木蒙古庙起，在这里河分为两个巨大多水的支流，这些支流在下部又行分汊形成一些浅水湖。左支流在靠近博斯騰湖之处形成典型的小三角洲并被三个支流所穿过，这些現象在飞机上看得很清楚。在活三角洲地段中下游河岸高度显著地由 1.5—2 米降低到 0.1 米。

在蒙古庙以上分布着死三角洲，这里在地形上很明显地可以看出干河床，其边坡明显高达 2—2.5 米，底部是沙，有的地方甚至不生长植物。三角洲的河汊在此处很好地保存着，这无疑是活三角洲在不久以前向下湖迁移的証明。焉耆城及主要的农业耕地即分布在这个三角洲平原部分，这里地下水离地面比較近。在焉耆的西南可以看到大片盐土，其

中有的地方生长着枯萎的紅柳灌木，繼之为各別沙子所复盖的大块地及黃土狀的細沉淀的斜层沉积成水平位置并具有阶地化的形状。我們將这整个沉积綜合体称之为古代冲积，而这一个地区是开都河古河谷，当时河的主要河床由山出口处走向盆地的南部环山及卡拉鉄干山。

目前三角洲还在繼續向东北迁移的事实說明了很多博斯騰湖历史的有趣問題，关于这个事实我們将在下面說明焉耆盆地其他特点后論及。

孔雀河由博斯騰湖至鉄門关山峡的一段河床底部具有与水流方向相反的坡降，在过去河流似乎向相反的方向流入博斯騰湖而不是由湖流出，不过其他很多的事实对这样的断言是抵触的。

鉄門关是穿切天山南脉的古老深山峡。这里可以看到山峡底部較高位置地段，阶地很明显并高高上升在現代河床之上。鉄門关是尤尔都斯盆地、焉耆洼地及其山坡广大面积上已形成的及正在形成的辽阔径流流域的唯一水文地理出口。在过去，其他能起这个作用的山峡或谷地是到处缺乏的。开都河及博斯騰湖流域到处为高山所环绕，这些山岭系由古生代及前古生代大片結晶及变质岩系所組成。孔雀河广大而明显的冲积錐是在卡拉鉄干山以南即庫尔勒城所在地长期沉积的結果，这是完全合乎規律的。

目前孔雀河迴繞于它的冲积錐的西边，这里冲积錐的高度比較低，系由于冲积錐的中部冲积堆积抬高之故。这样孔雀河上部河底相反的坡降就不能解释河在过去的相反流向。

除了相反方向坡降的这一事实以外，并需着重指出孔雀河上游河床的过于深凹，这是使人奇怪的，因为，孔雀河系在理想的坡降极小的平原上流动，是难以促使河底浸蝕及河床的深切。孔雀河在其靠近河源地之深度为8—9米，由最后小湖的出口处向下达10—15米，这里洪积物自左方而冲积三角洲自右方向河围绕，河在这里具有明显的高2—3米的岸。向上，孔雀河流經低矮的芦苇沼泽岸。

上面所指出的博斯騰湖及其西南的湖泊沼泽边缘以及孔雀河上游地段一些不寻常的特点，可以其历史发展要素加以圓滿地說明：

在过去，当开都河流于現代三角洲的偏南靠近卡拉鉄干山时，博斯騰湖不是現代这样的形状。开都河不經過盆地直接流入鉄門关山峡。当时博斯騰湖盆地只容納了一个比較小的湖，其水位比現代湖面低8米。从这个受地下水和临时地表径流补給的湖流出一条小河——开都河的左支流。这个小河的底部同样位于很低水平上。

河流向焉耆盆地帶出了大量的物質从而逐漸地改变了水文地理网，开都河拥有大量固体径流，焉耆平原上的堆积在过去以至到現在还在繼續着，三角洲的扩大导致湖西部的变浅并使湖岸綫退向东方，从而縮小了湖的面积。三角洲支流的向北迁移引起了焉耆洼地水文地理的变化。看来，当开都河曾經在它的三角洲支流之間分支，一部份河水流向西南方的鉄門关，一部份河水补給注入博斯騰湖，从而使湖水面升高并加强了蒸发。这种水文地理不稳定的后果造成了目前的状况，訪問了当地居民，我們可以确信当三角洲及支流水系涨水时补充着湖的水貯量，而当开都河的浅水时可以看出湖水向孔雀河即向鉄門关

山峽徐徐流動。

博斯騰湖盆地水量的增加及大淡水湖的產生淹沒了古孔雀河從小湖中流出的一些古河谷及河床。在淹沒這個古河谷時，河灘地段成了2—6米深的為蘆葦沼澤所圍繞的小湖。這就說明了在另外更低水平上形成的河床的所以過於深凹之故。為什麼在河床上看出相反方向的坡降？開都河的分支及向各種方向的徑流促成了向湖方向坡降的形成。孔雀河在進入山峽以前，其河床過於深凹的原因是洪積物與沖積物被搬移到鐵門關山峽以上的河段谷地中，抬高了河附近之平原從而相對地加深和弄窄了河床，並且實際上孔雀河在此處成為狹窄的水流帶。

焉耆盆地及博斯騰湖的古地理緊密地與天山中形成開都河徑流的大小尤爾都斯盆地的發展歷史密切地聯繫着。在大小尤爾都斯盆地中看到湖相沉積。古代湖水的下降及其消失應當影響尤爾都斯湖水蒸發散失減少，開都河流量增加，從而使博斯騰湖獲得補充的水量。

這樣看來，從地質年代上說博斯騰湖是比較年青的。依據在1957年考察過博斯騰湖並研究過湖淤泥鉆探岩心的工程師Ф. И. 季達(Зитта)的口述，湖的年齡達4,000年。

我們在前面已經說過現代博斯騰湖具有高的水位，所以淹沒了東南沿岸的低岸堤及沙壠，關於這種情況在Э. 諾林的書中曾寫過。博斯騰湖比其現代水位上升不多，約1.5—2.0米。由於下述原因引起水位至今還在繼續變化：

開都河下游、博斯騰湖、孔雀河的小湖及汊流之整個水系水位，為位於鐵門關山峽入口處孔雀河之岩檻所調節，在塔石店地方以上，孔雀河深度減少到1.8—2.0米，而在岩檻以下深度又增加到4米。在塔石店看到第二個岩檻，其長度為1公里，深度僅0.2—1.0米。在這個岩檻以下，山谷狹窄，孔雀河急向塔里木盆地奔流，坡降劇增。岩檻由卵石及碎礫石物質組成。在山峽兩旁有基岩出露。新疆水利廳人員所進行的鉆探資料指出，此處孔雀河底有8米深的疏松石質，初看起來，這種現象是使人奇怪的，因為孔雀河是從湖沼流出的，它不能帶出这么多的卵石和碎礫石。

原來孔雀河的岩檻是由泥石急流組成的，從右邊向山峽伸出很寬的谷地，這個谷地是稀少的有時是成災的暴雨所造成的洪水泥石急流的容納處。這些洪水泥石急流向孔雀河床帶出巨量的石質及細土物質。後者很迅速地為河水向下帶到塔里木盆地，而河流與粗大物質的鬥爭繼續多年互有勝負。強大的泥石急流經常抬高岩檻，從而使博斯騰湖的整個水系的水位上升，並增加孔雀河上游及湖的深度。在沒有強大暴雨泥石急流間歇的時候，引起岩檻的部份沖蝕和水位的降低。1958年我們親眼看到8月13日夜至14日暴雨在天山南坡由拜城、庫車至博斯騰湖一帶到處所造成的水災沖刷及泥石急流的產生。

孔雀河與泥石急流的上述鬥爭調節着博斯騰湖的水位。岩檻的自然浸蝕或用人工的方法將岩檻除掉使之降低以便縮小湖的蒸發表面。

我們想把圍繞于博斯騰湖東南岸之阿克別力—庫姆沙地簡略地敘述一下：這些沙地位於荒漠的與深受破壞具有劣地形及有的地方為干溝所切割的諸山間。這些沙地在湖的

东南边,其南部相对高度达100—120米,在其东北部高度有所增加。③.諾林曾看到高140米的沙地。

在湖中有些靠近沙岸的地方分出一些由沙地同样的沙所組成的小島。沙壠脊間由一系列高峯及低凹所形成,看起来好象沿子午綫(北北西—南南东)分布的第二道沙壠,其背风的陡坡朝向东或东北,迎风的緩坡朝向西或西南。沙壠表面光秃,毫无植被,故易受风蚀。在这些沙壠的下部看到灌木丛,而在山中河床的决口近旁,可以看到胡楊小丛林。山的海拔达2,200—2,300米。

③.諾林有根据地指出过,古博斯騰湖水淹沒了在其下部的沙壠,而各別沙块剩下成为沙島,这就是証据。

这个广大的沙地是从那里形成的呢?这些沙子不可能是由风从塔里木吹来的。因为塔里木盆地与焉耆盆地之間被諸山脉所隔絕。

我們把阿克別里庫姆沙地的发生与更新統时代由諸山向焉耆盆地及山間低地的物质搬运及堆积相联系,即当时山地水流的浸蚀、沉积及水量是和这个亚洲中部地区目前所表現的自然地理情况是有所区别的。

在焉耆平原上另一个过程的有趣証据是由卵石組成的桌形表面。这些桌形表面可以在由焉耆城向西北方至巴伦台道路上的42—45公里处見到。这里在离开天山南坡荒漠前山及洪积层不远的地方高聳着台地状卵石表面的两个巨大阶地下降于焉耆盆地的冲积平原。上部阶地高度为35—40米。在剖面中看到单一成份的巨大卵石及稀少漂砾。在水冲沟內的漂砾长达70厘米。有趣的是这个卵石阶地显著地延續在山下,在阶地上沉积着現代冲积錐及洪积扇,在洪积扇上有小的水冲沟,这些水冲沟形同干沟延伸在卵石阶地表面上。在卵石中有很多花崗石,这說明卵石远距离搬运而来。在卵石高地表面上有很多碎石,这些碎石是在基岩露头中所沒有的,是由于卵石自然风化剝蚀作用結果次生的。这里很多石头为荒漠岩漆壳所复盖。

在阶地的剖面中,卵石的成分在整个露面上似乎是单一的:沒有沙、碎石及小卵石夹层,看不出任何层理。所有这些現象使我們想到这些沉积物是在現代以前为強烈的和无間歇的水流所形成,当时在进行破坏及搬运这些卵石沉积物时,保持了桌状高地或长島状沉积物与現代谷地平行并列,谷地深度已如上述。

可以把阿克別里庫姆是与卵石沉积物看作是同时发生的,看来它們是同年地层。沿焉耆盆地西边向上靠近流出主水流的山处有卵石沉积,而在盆地的下部,在东部环山的阻挡下形成晚期吹揚的高沙地。

焉耆盆地及博斯騰湖第四紀历史要素及其第四紀沉积层形态及特点的关系簡如上述。現在考虑到拟将开都河及孔雀河水全部用于灌溉,縮小湖水蒸发面积并消灭生长芦苇浅水的計劃,对博斯騰湖水量平衡进行分析是有意义的。

对数量微小的湖面蒸气凝結不加計算,博斯騰湖的水量平衡由下列式中各要素构成:

$$y_{non} + y_{rp} + x = z_0 + z_r + y_{kx} \pm \Delta H^{(1)}$$

式中：
 y_{non} ——注入湖中的地上水流；
 y_{rp} ——注入湖中的地下水流；
 x ——湖面上的降水量；
 z_0 ——露天湖面水的蒸发；
 z_r ——生长芦苇的浅水湖面蒸发；
 y_{kx} ——由湖向孔雀河的流出；
 $\pm \Delta H$ ——湖中水位的变化。

在这个方程式中，对多年期当 $\pm \Delta H$ 等于零来说，所有的要素我们都了解，但是在分析较短间隔时期的湖水量平衡时，结果也可以得出多年期的大约的湖水量平衡。尤其是在 8 年过程中对注入湖的地表径流、降水量、孔雀河的径流所进行的观察，并且当了解到 $\pm \Delta H$ 数值等于 750 毫米时，有可能判定湖水面的蒸发数值。

在 8 年的湖水量平衡中，地下水补给的大约数值是由我们依据下述理由判定的。我们已经指出注入湖中的地下水大部份是渗入在灌溉田中灌溉渠系渠壁及河床的河水。按照新疆维吾尔自治区水利厅及新疆综合考察队水文人员的测量，焉耆地区灌溉渠系有效使用系数平均为 50%。我们知道灌溉用水及散失在河床的大约水量，同时并有灌溉渠系的有效使用系数，就可以估算出在 8 年过程中，湖的地下水补给数值等于 0.56 立方公里。博斯腾湖 8 年的水量平衡见下表：

表 2 博斯腾湖 8 年的 (1948—1949 及 1952—1957) 水量平衡

收 入 部 分			支 出 部 分		
河水的流入	地下水的流入	降 水	孔雀河的远流	由湖面及生长 芦苇的浅水蒸 发 总 量	湖中水平的变化
(y_{non})	(y_{rp})	(x)	(y_{kx})		($\pm \Delta H$)
2.8 立方公里	0.56 立方公里	0.69 立方公里	1.1 立方公里	1.4 立方公里	0.95 立方公里
(2,000 毫米)	(400 毫米)	(60 毫米)	(710 毫米)	(1,000 毫米)	(750 毫米)

由湖面及生长芦苇的浅水蒸发总量为 1,000 毫米，生长芦苇浅水的蒸发比露天水面蒸发约多 1.3 倍，按面积计算得出 $z_0 = 930$ 是 8 年的平均数。同时与多年期比较，发现空气温度降低及湿度增加，因此 z_0 的数值略为降低，所以我们对多年期的蒸发值使之等于 1,000 毫米。

下一个步骤是分析湖的 37 年的水量平衡，这样长时期延续是依据河水流入湖中 (y_{non}) 相似法延长的可能性判定的。依据地表径流的数值校正地下水的流入数值。结果得出在 37 年过程中 $\Delta H = 275$ 毫米，这些年水位之如此增高与多年期比较，首先是由于河水径流的注入。因此必须相应地减少河水径流的注入数值并将由流入焉耆盆地河水所决定的地下水补给按比例地予以减少。对多年期中当 $\pm \Delta H = 0$ ，我们可得到下列的博

1) 考虑到干旱地区湖的循环废水及潜水，我们认为应以 50—60 年计的多年时期内 $\pm \Delta H = 0$ 。

斯騰湖水量平衡的大約数值。

表 3 (单位:立方公里)

河 水 流 入	地下水流入	降 水	流出于孔雀河	水 面 蒸 发	生长芦苇浅水的蒸发
2.19	0.29	0.03	1.0	1.04	0.47

随着观察资料的累积,所列举的湖水量平衡要素数值将更加精确。对博斯騰湖水量平衡要素大概数值的了解,可以使我們預見这个湖的将来。

博斯騰湖首先是一个天然蒸发器,每年从这个湖平均約蒸发 1.5 立方公里。鉴于在开都河、博斯騰湖、孔雀河整个水文地理水系中湖的巨大蒸发散失及不強的調节作用,因此,最好使开都河离开博斯騰湖而直接流入孔雀河,使湖只作为反調节水庫并在其他合适地方建立这样的反調节水庫。在这样的利用开都河水的水利规划下,博斯騰湖将变为死水湖,其面积亦将随之縮小而剩下的余水将成咸水。将来这个小湖由地下水及大气降水补給,而現有的浅水将行干涸,密生的芦苇将由农田所代替。

未来新的博斯騰湖,在得不到开都河河水流入情况下的估計的水量平衡如下(由于大气降水为数甚微故不加以計算):

表 4

收 入 部 份		支 出 部 份
地 下 水 补 給	在洪水期达到湖中之小河水补給	水 面 蒸 发
0.34 立方公里	0.06 立方公里 0.4立方公里=F 0.001 立方公里	F 0.001 立方公里 F = 400 方公里

这样我們判定了博斯騰湖在失去开都河河水流入情况下的湖水表面。当湖水位降至 7—7.5 米,絕對水位停留在 1,040.5—1,041 米时,湖的面积将如上述,同时,湖的最大深度将降至 3—3.5 米,湖水量約由目前的 10 立方公里降为 2.5 立方公里。湖的新的水量平衡約經過 7—8 年后就能确定下来,在此以后湖水将不再繼續干涸。

(张传銘 譯)



图1 博斯腾湖地区图



图2 开都河三角洲及孔雀河河系图



图3 焉耆附近开都河古三角洲之干河末



图4 宝浪苏木喇嘛庙,开都河在此分支



图5 博斯騰湖的出口

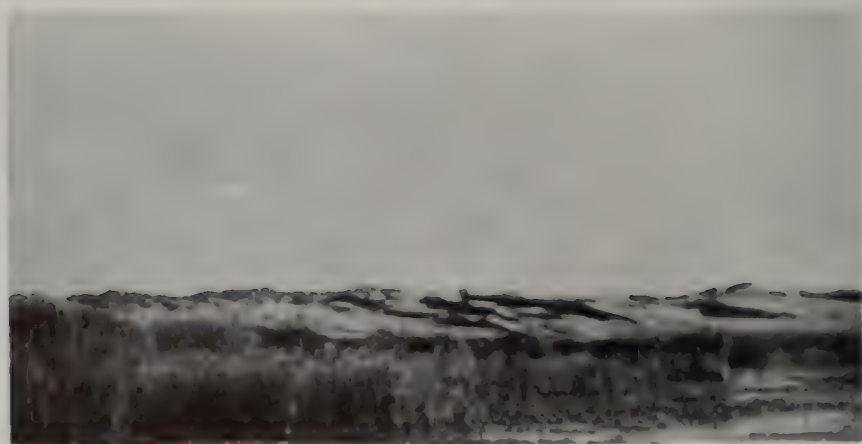


图6 博斯騰湖南岸之阿克別里薩地

准噶尔盆地西南部的地带性土壤

B. A. 諾 辛

准噶尔盆地西南部与东部天山边缘山脉北坡相邻。自中华人民共和国成立以后，它就成为最重要的垦荒及迅速发展农业的地区之一。由于转入和平经济建设的中国人民解放军日以继夜的劳动，短时期内在此人迹稀少、经济落后的地区，开垦了成千成万公顷的荒漠土地，修建了一系列的水库，设置了广泛的灌溉网，建立了很多大型的社会主义性质的国营农场。

为使此地区的农业能尽快地合理地发展，中国科学院新疆综合考察队，在苏联科学家小组的参与下（本文作者亦为其中之一），在一九五七年对该地的自然条件进行了调查，其中包括对准噶尔盆地西南部土壤的调查。这些调查应对拟定合理利用土地和土壤改良措施，对采用最好的耕作方法以及其他农业问题等提出科学根据。

新疆考察队土壤组所必须首先予以解决的基本原则问题之一，也就是关于准噶尔平原西南部土壤形成的地带性类型。

正确解决这个问题就需在北疆土壤分类的基础上进行。这个基础也将是完成绘制中国新疆维吾尔自治区的总的土壤图的关键，并且解决这个问题也可因此得出具有巨大实际意义的一系列结论。例如：在本区自然条件方面农业工作者的正确方向，确定经营方向，选择作物，土壤改良方式等等。本文亦即为了说明上述的问题。

一、准噶尔盆地西南部土壤形成条件的基本情况

准噶尔盆地西南部位于艾比湖旁分散的准噶尔边缘高地（马依里山、扎依尔、乌尔卡沙尔、西明斯台、沙乌尔山脉），和天山北部边缘山脉（乌鲁木齐之东）之间。大致上，可分为两个山前带，亦即南部山前带（近天山的）和西部山前带（与准噶尔边缘高地相邻）。在此二带之间还包括中部湖三角洲的堆积区。上述各区均由几个基本地貌区构成。但就我们所研究的题目出发，就无必要在这方面详加赘述。我们的任务只在于极其概括的阐明其地貌、岩石及水文地质条件。阐明这些条件是根据新疆考察队地貌组、水文地质组的总结报告，根据作者本人的野外观察，以及一些文献资料。

准噶尔盆地南部山前带（近天山的）即倾斜的山前平原。它一方面和天山北坡相邻，另一方面为中部广阔的沙漠地区所包围。它属于洪积-冰水冲积扇与古代和现代的河流冲积扇（由发源于天山，流向湖三角洲冲积区的河流所形成）相互交替或相互衔接的系统。这些基本地貌部位，大部分都在现代地形中明显地表现出来，且和当地具体的水文地质、

植被以及土被的特点密切联系。

冰水冲积扇与天山边缘山脉山坡或与继续伸延于天山北界的前列高地的坡地直接衔接,位于山前平原的最高部位(绝对高度 800—600 米)。

在这些扇形地上,有些地方分布有再沉积的黄土粉砂质壤土,大部分为未经分选的粗角砾质或砾质的壤土或是砂壤。山前平原上部的特点是河流谷地深切以及地下水位深。

相当倾斜的冰水冲积扇中部,古代冲积扇的上部和残留的河流阶地分布于 600—500 米的绝对高程上。冰水砾石,少部分层状砂壤-壤土-砾质堆聚物以及极少的经分选的黄土状沉积物,在这些地貌部位的构成中起着主要作用。现代水文地质网在这里也下切很深,地下水埋藏深度大于 10—15 米,有时甚至大于 30 米。

山前平原主要部分的绝对高度均在 500—350 米之间。这些部分几乎全由不同岩性的洪积-冲积物所构成。在现代河流冲积扇的顶部和残留的河流阶地上,主要为未经分选的粗漂石-卵石沉积物。在冲积扇的中部以及洪积扇的外缘主要为壤质-砂壤质的层状沉积物。而在广阔的坡度不大的三角洲冲积平原,则主要为黄土状粉砂质的或细砂质壤土,层状的壤土只在深层才有。山前平原这一部分的水文地质条件非常复杂:在洪积扇和残留冲积扇上可看到在地表上有很密的地下水露头的溢出带。以扇状散流于平原的地方,出现有地下水位高的地区(1—5 米),而在宽广的离山较远的与准噶尔中部沙丘连接的平坦平原地区,地下水位大部分离地表有 5—10 米。

总的说来,准噶尔西南部天山前山前平原的特征是受到很大的地下水湿润,这种湿润给此地区的土被具有明显的水成性。只有山前平原的上部地形可认为是完全平坦的地形部位,水分来源全靠大气降水。

与准噶尔界山邻接的准噶尔盆地部分是由以下部分组成:阶地状的属低山克尔边缘的不宽的地带,被强烈侵蚀的第三纪平原的成吉斯;残留的桌状高原的乌尔禾地区冲积阶地的复区;宽广的略为倾斜的带有伸出的岛形小高地的剥蚀平原(乌尔禾以北,靠近和什托洛盖)。

准噶尔盆地的主要地貌部位是位于绝对高度 500—700 米的剥蚀平原和残留高台地。它们是由细砂、砂壤、壤质的层状的几乎是水平的层理所组成的,具有石膏夹层和卵石或各种不同母质的略欠光滑的角砾。由于本区所固有的强烈风蚀,剥蚀平原的大部分表面都复有石质的(角砾-砾石的)砾幕,有些地方砾幕连片,构成真正的石质戈壁。在被河流谷地的深谷所切制的剥蚀平原的条件下,大部分地下水都埋藏很深,对土壤形成不起作用。但有些地方在谷顶部可看到以泉水或溪流形式出现的地下水溢出,这很自然的会在土被上得到反映,即有盐土和盐化草甸土的出现。

在一些河流谷地中的洪积-冲积砾质或细土质阶地具有次要的意义(从所占的面积来说)。这些河谷伸向玛纳斯的边湖:帖勒里湖、艾里克湖(现称海哈克)。这些阶地位于较低的部位,绝对高度 450—350 米。这些地貌部位的下部和湖三角洲的沉积平原汇合一起,这个平原亦即位于准噶尔盆地区南部的西部和南部山前带之间。

关于湖三角洲沉积区,我們只能提出此区的特点具有平坦的平原地形。它反映了在内流条件下沉积物长期积聚的情况。这里只能区别出一些分异較少的地形等級,这些等級是和边湖的各种水位相适应的。还能区别出这些边湖的干涸的槽池以及新的侵蚀沟。

無論在地形方面,或是在土被方面,到处都可明显看到河水、湖水和地下水所起的强烈的影响:这个地区盐土化和沼泽化普遍发育。此区东面有风运的沙丘,这些沙丘构成寬广的远伸到准噶尔盆地中部的德佐索騰-爱利松(即古尔班通古特)沙漠的边緣。

准噶尔盆地西南部的气候属于温带强烈大陆性的干燥气候,按季节来看,一年气温的变化非常剧烈。冬季(昼夜平均气温低于 0°)一般在10月底或11月初开始。冬季月平均温度在 0° 以下,但虽在冬季,白天气温仍有可能在 0° 以上。总的說来,冬季相当寒冷。全区最寒月份(1月)的平均温度在 -20° 左右。绝对最低温度到达 -35° — -40° ,甚至更低。长期不溶的雪复盖在10月底或11月初就出现了,直到3月底或4月初才消失。雪复盖的厚度每年变化很大,但在天山山前平原中部一般不超过30厘米。在被調查地区較西和較北部分則不超过20厘米(精河、烏尔禾)。由于雪复盖不厚,而冬季气温較低,因此土壤就冻结很深,达70厘米(这方面的具体資料还很少)。

初春气温也不高,时常接近 0° 。4月中旬或4月底的昼夜平均温度升为 5° ,但末霜仍有可能延續到5月初(1957年5月10日至13日)。从5月底开始,气温就急速上升,特别是白天的气温。

夏天(6月到9月)昼夜平均气温很高,在 17° — 25° 之間。根据各个观测站的记录,最热月份(6月)的平均气温在 22° — 26° 之間。无霜期大約有180天以下,植物生长期(气温不低于 5°)206天。气温大于 10° 的約有141—151天。

本区的大气降水量無論在時間或空間方面都有很大差异。現有的資料还很不够,因此只能得出最为一般的概念。天山山前平原(接近山脉,绝对高度达400—600米的平原地带)平均年降水量在86毫米(精河)和183毫米(石河子)之間。遺憾的是这些資料只包括3—4年的观察。假如除开和其他地区的資料截然不同的精河的資料,那些地区或是由于只进行了两年的观察,或是由于靠近准噶尔門,受到强烈的风的影响而具有某种地理环境的特殊性,那么,对准噶尔盆地西南的大部分平原地带來說,年平均总降水量約在150—180毫米之間。在天山前山的北部地带,高度每增100米,年总降水量随着約增10—12毫米(H. T. 庫茲涅佐夫)。

全区雨量分布情况如下:绝对量不大的最大降水量在6月,最小降水量在1月。总的說来,与其他季节相比,夏季降水量最大:在6—8月的降水量占全年的30—35%,从5月到9月占50—55%,但决不能說夏季的降水量已經非常集中。

假如夏季的绝对降水量再大一些,或是降水量在時間上更集中一些,即集中在6—8月(如蒙古草原),那些大部分的夏季降水对植物生长來說,将是一个极为有利的因素。由于降水量平均分布于各温暖月份,因此月降水量也就变得很小了。而由于强烈的热力蒸发,这些水量潤湿土壤的效果也就微不足道了。同时必須指出,夏季的实际降水量,無論

在日期方面,或是在月平均降水量方面都有很大的变化,这是由于夏季降水是分散地降入准噶尔地区。在此地区随着雷雨而发生有大风暴现象(H. T. 庫茲涅佐夫)。

因此,总的說来,此区雨水浸湿情况是不稳定的,并且一般說是变化很大的。

植被的主要特点:根据 A. A. 尤納托夫的意見,准噶尔盆地西南部的植被具有极为明显的干旱性。就如上所述,这种特点是完全符合于当地的气候条件的。植被的地带性类型是荒漠性的。根据新疆考察队地植物组的資料,在由粉砂质壤土组成的宽广的天山山前平原上主要是 *Reaumuria* 荒漠(主要是半灌木 *Reaumuria soongorica*),伴生有 *Haloxylon ammodendron* 羣丛,有些地方伴生有蒿属-琐琐羣丛或猪毛菜-紅柳羣丛。

在較湿润地区,亦即在河水散流地区和地下水溢出带,就有不少 *Ulmus pumila*, *Populus diversifolia* 以及芨芨草、紅柳丛,与沼泽化的芦苇地互相更替。

荒漠不仅分布于最低的平坦的平原部位,同时还分布于一些扇形地古代的冲积扇、前山地带山坡的河流阶地、殘留高台地和山間谷地。在角砾质的或砾石壤土的扇形地、冲积扇以及相对高度較大的剝蚀平原上有石质荒漠。

必須指出:在上述荒漠植被羣落中,完全没有禾本科和莎草植物(沙漠植被除外,因为未經观察),并且蒿类极少,只在天山前山地带高达 800—1000 米的地表上,即在山地垂直带系統中才有大量蒿属参加的或以蒿属为主的羣丛。

A. A. 尤納托夫认为在准噶尔盆地准噶尔界山邻近地区,琐琐荒漠为半灌木荒漠所代替。例如假木賊荒漠(*Anabasis brevifolia*)。而在較高地区,亦即在准噶尔盆地之外,假木賊荒漠又被蒙古戈壁型的荒漠草原所代替。这羣种是 *Stipa oricutale*, *Stipa glareosa*, *Cleistenes*, *Allium polyrrbisum*。

二、有关土壤的資料

准噶尔盆地的土壤,就象中华人民共和国整个新疆维吾尔自治区一样,只是在最近 5—6 年内由于开始兴建国营农場和大规模垦荒,才由中国的土壤学家开始进行系統的調查。在这之前,新疆的土壤实质上是科学所知的。30 年代中期梭頗(Jhorp)所发表的一些資料只是在极为粗略的路綫考察基础上的單純的描述。

在苏联 E. B. 洛波娃和 B. Ф. 彼得罗夫(1945 年)的文献中,作者曾站在本国的道庫恰耶夫土壤学派的立場上,根据文献資料,根据对自然地理环境的分析,以及根据苏联类似地区土壤地理的規律,企图得出一个有关新疆土壤的概念。后来(1956 年)E. B. 洛波娃利用新的地質資料,对此概念作了解释,并在 1954 年出版的“中亚地理图”的基础上,作出了“假定的”比例尺为 1:4000000 的土壤图。

在洛波娃和彼得罗夫的文章中(1945 年),整个平坦的准噶尔平原的地带性土壤为微量碳酸盐的(北方的)灰鈣土。但在上面提及的 1956 年的草图上,E. B. 洛波娃大大限制了灰鈣土在准噶尔盆地的分布,认为它們只分布在道庫谷地和烏尔卡沙尔-西明斯台山的山前平原地带,而在盆地西南部則大部分是棕色荒漠草原上。

我們在荒勘局最近几年繪制的各国营农場大比例尺土壤图中看到：在天山山前平原上分布着灰鈣土。中华人民共和国新疆維吾尔自治区农业部門就在这些土壤图的基础上來规划农业，制定附合于灰鈣土地带的农业耕作技术。

中国科学院新疆綜合考察队所作的自然地理綜合概查，以及实地观测，明显地表明了准噶尔盆地西南部主要是荒漠性的土壤，并对认为当地土壤是灰鈣土的看法表示怀疑。

在苏联的土壤分类中，現已肯定认为在南方（“中亚的”）多量碳酸盐灰鈣土和北方微量碳酸盐灰鈣土之間存有差异。在 A. H. 罗贊諾夫的奠基性的論文发表以后（1951 年），前一种灰鈣土已被认为冬季不冻、春季湿润的亚热带半薩温那（Савенна）草原的土壤，后一种灰鈣土符合于 И. П. 格拉西莫夫、С. П. 瑪杜謝維奇、М. А. 格拉索夫斯基等人的意見，属于极为干燥寒冷的冬季冻结的温带蒿属荒漠或半荒漠的土壤。

土壤分类中所提出的这种差异是作为不同的亚类而被确定的（同属灰鈣土类型）。但我們认为：这两种土壤在形成条件上、在土壤形成現象的状况和实质上，都有着深刻的差异，也許把它們划为两种类型的灰鈣土可能更为恰当一些，或是只把亚热带或接近于它的温暖草原土壤和短命植物的半荒漠土壤划为灰鈣土，而把大部分分布于哈薩克斯坦的微量碳酸盐灰鈣土看作是温带土壤形成类型的棕色半荒漠土，把它們看作较为温暖湿润的前山亚类。

1957 年夏天，我們参加了野外考察，来解决准噶尔盆地西南部的地带性土壤問題。那时，当我们首先选择考察对象时，先确立以下两种看法：

（1）严格区别自成土类和半水成土类，以及殘留的半水成土类，以便以后在实验室分析土壤剖面时避免地带性和非地带性特征的混淆。

（2）避免在接近天山山脉和准噶尔界山的条件下普遍存在的土壤垂直带的影響。

考虑到上述看法的要求，对土壤的野外考察和为实验室的研究收集資料是在面积較小的平坦地区完成的，这些地区最符合于自成型土壤形成条件。这种土壤条件是在瑪納斯—奎屯河流域（天山山前平原的一部分），进行小面积的比例尺为 1：100000 的土壤調查时，以及在从天山北坡到沙烏尔山脉横穿准噶尔西南部进行路綫調查时被确定的。这次考察是由考察队的中苏成員綜合小組进行的。

这些平坦的部位被确定为下列几种：

（1）洪积冰水冲积扇和古代的被最近的水文网所深切的冲积高阶地，和位于高度为 500—600 米的邻接天山北坡前方的长崗状高地的冲积扇。这些长崗把这些地区从纵状的洼地和具有显明的垂直地带性的天山的黄土前山地带中划分出来。这些地区是无庸置疑的足够“古老”的平地。这些平地的土壤—植物面貌主要是由对此地带来說属于正常的气候状况所决定的。

（2）天山山前平原的較低（绝对高度 400 米）和較平坦的离山較远的一些地段（离山 30—40 公里），它們分布于一些为干河床剧烈切割的三角洲——冲积平原地带。因此，这

一地帶的地下水埋藏較深(10 米或更深),并不影响到土壤的水分狀況。根据其低得多的地形部位的存在,无須爭論,这些地段曾经历过水成的土壤形成阶段。类似的山前平原地段也可同样被认为是足够“成熟”的平地,而其土壤,可相应地被认为是地带性自成型成土过程中发展的土壤。

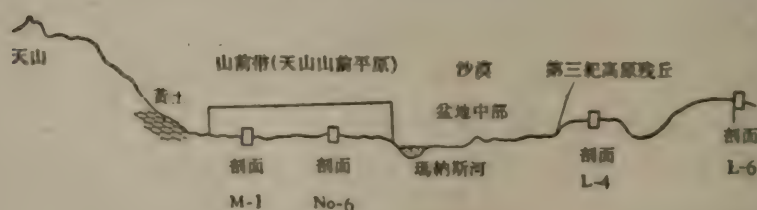
在这种条件下,若从说明土壤从較早的殘留半水成阶段发展为地带性的自成类型的发生阶段的角度来研究土壤,那是特別有趣的。

(3) 在准噶尔界山高地东部边缘地区发育的第三紀剝蝕平原(克拉瑪依—烏尔禾—和什托洛蓋以及其桌狀殘丘。这些殘丘或被河流谷地,或被陡峭的悬向的經常迁移的瑪納斯边湖的湖床所切割。这些地区不致引起对其植被和土壤的充分“气候性”的怀疑。另一方面,它們又都不受垂直地带性的影响,这一点可由以下論据証明,即和平原相同的荒漠景观在此区内,在邻接山体的南坡上分布較高。

我們认为:上述地点鑑定作为南部天山和准噶尔盆地西南部較北地帶的土壤形成的地带性特点来说,具有足够的“代表性”。在典型地点所做的土壤剖面使我們能够收集可靠的資料来确切地解决本文所要闡明的问题。

現在我們就来分析已經取得的材料,并先从对主要土壤剖面的形态描述开始。这些剖面位于从天山前山帶往北橫穿准噶尔盆地西南部的断面綫上。

主要剖面大概部位



剖面 M-1

(由 B. A. 諾辛和李連捷描述 57.6.6)

天山北坡山前山脈低前山地区,瑪納斯县以南 12 公里,“紅山咀”

在此区内,瑪納斯河从山区流出,形成由古代冲积或冰水沉积阶地系和冲积扇所构成的寬广谷地,很大部分为黄土的洪积—冲积壤土所复蓋。由老第三紀的杂色岩系所組成的最后的低山长丘崩裂后,瑪納斯河右岸就由 4—5 个阶地构成。这些阶地由于侵蝕作用再次被切割成长形的平坦凸起的向北傾斜的长丘。剖面位于第四或第五个阶地,絕對高度約 500 米,阶地的西端陡峭,短谷在此橫穿而过,主要地表略微东北偏北并向东傾斜,具有略呈起伏略为間入的中地形。阶地由深久的大卵石所构成,卵石表面复有淡色的黄土狀的壤土。

高阶地的植被类型少而且稀疏,估計其复盖度平均約为 40%。主要是芨芨草,有些地

方蒿属也不少,有时也能见到 *Sulsola* 和 *Sweda*, 在凹入处可見到稀少的草丛。在小蓬墩之間的空地上,地表呈淡色,光滑,有的地方呈多边的裂縫状(不很明显)。在植被复盖較密处,地表有小土包,这是由于根旁积聚了疏松的細土。剖面位于植被均匀而稀疏处。

从表层起呈強泡沫反映。

0—2(3)厘米:結皮层,稍紧实,但不稳固,易碎。大孔的“干面包”似的結構。淡黄-淡灰或淡黄-灰。下限不很明显。粉砂质壤土,有少量小卵石。

2(3)—8厘米:顏色均匀,干,稍紧实,頁状結構。若用刀小心剝刮,可見到水平分层。微呈孔状。粉砂质壤土,有少量的小砾石。因顏色和紧实度的不同,下限明显。

8—16厘米:紧实,淡棕,带有淺褐色的腐殖质色調,不明显的块状結構。根很多。粉砂质中壤。此层总的形态說明其具有弱硷性。

16—30厘米:潤,稍紧实,淺黄棕。往下由于碳酸鈣新生体而能見到白色的碳酸鈣斑点。細根的主要部分在此結束。粉砂质壤土。

30—65厘米:潤,稍紧实,淡黄色,黄土状壤土,带有白色点状的盐新生体和石膏晶簇。

65—90厘米:同一种壤土,往下砾石增多,有少量的結晶石膏新生体的透鏡体。

90—105厘米:夹有壤土的深灰色大卵石,卵石表面复有碳酸鈣的白色薄膜。

从此剖面沿瑪納斯河而上,阶地层数增多,高度加大。在高达700米左右处,沿右岸有黄土质的被強烈切割过的坡状山前地带迫近谷地。开始是荒漠植被被較閉塞的蒿属所代替,之后,在绝对高度为900—1000米左右的黄土斜坡上普遍分布有狐茅—羽茅—蒿属干燥草原。因此剖面 M-1 表明了与垂直下带即前山带相联的天山山前平原上部的特征。从剖面 M-1 往下,下降50—100米,距离剖面2—3公里为寬广的向北略微傾斜的平坦的平原,此平原被瑪納斯河的扇状河床所切割,有些地方已沼泽化(芦苇丛),有的地方具有走廊式的稀疏的胡楊林,而在大部分地区則为灰色荒漠平原。其中的个别大块面积已被用作灌溉耕地。

离剖面最近的下部平原地带开垦地較多,这里疏林和芦苇丛也較多。总的說来,此地帶較湿润(扇緣地带)。再向北有单調的荒漠景观。由于平原前端地带的扇緣性,这里沒有自成土类。所以下一个主要剖面就离剖面 M-1 很远(西北偏北40公里),即在瑪納斯河左岸冲积平原下部排水最良好的地方。

剖面 No-6

(由石元春、林塔、B. A. 諾辛作野外描述)

三道河子以北18公里。平坦的平原,略向北傾斜,有不明显的为数不多的流水浅河。近处(0.5公里)有长达很多公里的乾涸河床,深切不少于6米。河床底部有些地方潮湿,生有芦苇;有的地方有鮮白的盐化斑点,在边緣长有不多的榆树、胡頹子和紅柳。

土壤剖面位于荒地,那里生有 *Reamuria* 和稀疏的鮮綠的 *Anabasis officinis* 灌木丛;有的地方为 *Sueda*+*Limonium* 羣(A. A. 尤納托夫所作的地植物描述 No. 4—10)。在土壤表面略可发现小丘状的平坦多角状的小地形。土丘上长有 *Reamuria* 灌木丛,在灌木丛下面有深灰色的干燥的水藻-地衣的波紋状結皮,上有地衣 *Parmelia rissoides*, 在 *Reamuria* 灌木丛之間是沒有植物复盖的斑块,具有小多角形裂隙。

0—2 厘米:干,紧实易碎的孔状结皮,淡灰色。

2—9 厘米:干,浅黄-淡灰,稍紧实,层状(片状)结构明显。孔小而稀。粉砂质中壤。

9—21 厘米:干,较前层稍紧实,浅黄-淡棕。不明显的团块状结构。少孔的粉砂质中壤。

21—41 厘米:上部干,往下变润,不如上层紧实,几乎是疏松状,淡黄色无结构的粉砂质轻壤。

41—75 厘米:润,疏松,淡黄色,带有小的(点状)白色盐新生体,无结构,轻壤。

75—130 厘米:稍湿润,疏松,浅黄-淡灰,积聚有大量小结晶状石膏(特别在 90—110 厘米处),粉砂质轻壤。

130—155 厘米:稍湿润,浅灰-淡黄,砂质轻壤。

剖面 No-6,就如位于利用干涸河床深处排水的玛纳斯冲积平原的许多剖面一样,在上部 1 米半的土层处,没有任何水成土类的特征,也许可称作是完全自成型地带性土壤的剖面。但对深剖面的观察表明(深剖面是后来在安集海农场和下野地农场的重点土壤改良地段用钻打成的,那里地形条件相似)。在土层深处(3—5 米)就可看到脉纹状铁锈,锈斑和其他无可怀疑的至少是暂时过渡湿润的特征。盐新生体的分布和在土壤及底土剖面上下的自然湿润情况,也表明了土壤深层和底土湿润有一定的联系。因此,应该认为:剖面 No-6 表明了土壤具有底土水分给养的残余特征。

在剖面 No-6 所代表的地区之北,近玛纳斯河的现代河谷,发育有受地下水和洪水强烈影响甚至成为半水成和水成的土壤,或是沙丘。因此下面的主要剖面就有力的表明了平坦地势的地带性土壤的特征,但他们已超出玛纳斯流域湖三角洲地区的范围,而位于近准噶尔界山隆起高地区的剥蚀平原上。

剖 面 L-4

(由 B. A. 诺辛和王福鈞作野外描述, 1957 年)

位于准噶尔盆地西部,沿克拉玛依-阿尔呼大路,从八个庄子(泉水)站向东北偏北 14 公里,从大路向东南 1 公里,为略向西北倾斜的平坦高台地。高台地东南部为低平的残余梁地所包围。显然,此高台地为第三纪桌状平原的边缘,伸向东南,直到玛纳斯边湖区(阿依兰湖、帖勒里湖)。

剖面附近绝对高度约 500 米。高台地表面微呈起伏状。根据外貌推测,具有流水低地。植被和土壤表层总的形态具有大的光秃斑块。约 60% 的面积被稀疏的琐琐(1 米)及个别的红柳从 *Epheda* 所复盖,40% 的面积完全光秃,上面分布有灰黑的砾石,有时也可见到浅灰-淡黄色的龟裂化的小斑块。

灌木下有小土包,由风吹来的细土组成,有些地方(特别在红柳下面),疏松,易碎,具有白色的盐霜。

剖面位于琐琐丛之间,地表平坦、紧实,联成一片,地表为一半埋在土中的小砾石所复盖。

从表面开始有极强烈的泡沫反应。

0—5 厘米:结皮层,很干,较坚硬,具有很多小孔,颜色为极淡的灰色,中壤,具有不多的小砾石和砾粒,根迹颜色较构造,下限明显。

5—12/17 厘米:干,紧实,淡黄灰,在舌状土壤处为淡棕色,无结构或不明显的团块状结构,重壤,有小砾石和砾

粒。

12/17—35 厘米:干,較坚实(紧密的),棕淡黄,往下逐渐变灰,不明显的团块状结构,重壤,有小砾石和砾粒,中部有不明显的白色小斑点的碳酸鈣。

35—50 厘米:潤,較紧实,但小砾石和粗砾不胶結(30% 以上,見表 1) 具有淺棕淡黄的粉砂质壤土,在壤土中可看到小点状石膏新生体。

50—65 厘米:为一片暗灰色的小砾石,具有少量細土,沒有明显的盐新生体。

离剖面 30 米,靠近大路处有一个旧的剖面,深 2.5—3 米,整个剖面是夹有少量淡黄色硫酸盐細土的灰色大砾石。

下一个剖面位于我們所感兴趣的地区的北部边缘,即第三紀剝蝕平原向准噶尔界山隆起地区逐渐过渡的地区。

表 1 准噶尔盆地西南部灰棕色荒漠土的机械組成

剖 面	取样深度	吸湿度 (%)	“骨骼” 10毫米	占土样重 (%)		細土中各种粒級含量(顆粒大小以毫米計算)						<0.01 顆粒总数
				10—3 毫米	3—1 毫米	1.0—0.25	0.25 —0.05	0.05 —0.01	0.01 —0.005	0.005 —0.001	<0.001	
M-1	0—3	0.98	—	—	1	4	16	42	9	16	13	38
	3—8	1.04	—	—	1	3	10	44	11	18	14	43
	8—15	0.97	—	—	—	3	14	38	9	17	19	45
	16—26	1.33	—	—	—	4	14	37	8	19	18	45
	40—50	1.52	—	—	—	4	15	44	9	15	13	37
	75—85	1.23	—	2	1	5	13	48	10	14	10	34
No-6	0—2	0.96	—	—	—	1	10	49	12	10	19	41
	2—9	1.37	—	—	—	1	9	46	12	12	21	45
	10—20	1.32	—	—	—	1	8	48	9	12	23	44
	45—55	1.32	—	—	1	1	10	47	10	13	20	43
	90—100	3.06	—	—	2	1	16	44	11	11	18	40
	140—150	1.12	—	—	1	1	24	46	7	13	9	29
L-4	0—5		4	9	19	25	22	10	7	23	13	43
	5—12		6	13	18	22	16	10	6	23	29	5
	25—35		7	6	18	25	17	12	7	22	17	46
	43—50		21	27	16	33	13	14	4	18	18	40
L-6	1—4	0.84	—	6	14	23	21	13	5	21	17	43
	5—10	1.13	—	5	13	30	28	5	2	16	19	37
	28—35	4.82	3	12	16	—	—	—	—	—	—	—
	45—55	1.19	3	17	32	37	26	2	2	24	9	35
	82—92	1.35	14	22	15	34	23	5	5	14	19	38

剖 面 L-6

(由李連捷、B. A. 諾辛和王福鈞作野外描述, 1957 年)

剖面位于准噶尔盆地西南部和什托洛盖剝蝕高台地, 沿汽車路从烏尔禾村向东北偏北 37 公里。地形为寬广的稍傾斜的平原, 在狹窄的哈拉、阿拉岩石地塹和西明斯台高地之間, 向北傾斜。在西明斯台山脊下有寬广的干谷地穿过。 从水平綫的南部沿着平原的边

緣可見到一排具有同等高度的低桌狀殘丘。

平原表面由於北向的水流淺溝的出現而略顯起伏，淺溝周圍長有稀疏的瑣瑣，蒿屬和羽茅。淺溝之間為平坦的或微微凸起的小平地，有很矮小的瑣瑣灌木及干枯的鹽生植物。地表上有各種不同的砾石。在主要的深灰和棕黑色不太光滑的砾石之間，還有不少白色的和鮮橘色的蛋狀或三稜狀的石英砾石，具有明顯的受風沙琢磨的特徵。砾石只有一半露出于地表，好像被壓到表層中。把砾石拿開，在留下的小洞里（類似“模型”）可明顯的看到深綠色的水藻膜。

從表層開始有強烈泡沫反應。

0—4 厘米：結皮層，干，緊密（合成一片），但不穩固，稍一用力就發變壞。挖坑時用刀子或剝子很容易且很自然就能把它們和下層土壤分開，淡黃灰、多孔、壤土、具有卵石和砾石。

4—12 厘米：干，較緊實，不明顯團塊狀結構（挖坑時可見到）。見不到結構的片狀和層狀，淡黃淡棕，根據顏色很容易和表層區別，幾乎無孔，砂質壤土，有卵石。

12—25 厘米：干，緊實處、顏色和結構同上，但有較多的白黃碳酸鈣新生體眼斑。

25—38 厘米：干，淺褐淡棕；幾乎無孔，但很緊密，粗砂壤土，有卵石和小砾石，砾石上常可見到刷狀的結皮新生體，而在細土里有不少眼狀石膏。

38—75 厘米：干，聯繫很弱，卵質砂壤土，剖面中有些地方可看到不明顯的片狀層理，在砾石底面可看到相當厚的（2毫米）石膏—壤土質結皮，往下，細土增多。

75—95 厘米：潤，緊實，淺褐，砂質壤土，有些地方較重（淤泥質）。有砾石，在砾石上有稀疏的石膏結皮。

從以上各項描述中可以看出，我們的一些主要剖面包括准噶爾盆地西南部荒漠平地的主要對比（地貌條件、岩石組成和植被），當然，這些剖面彼此並不相同，但若仔細分析，會發現它的具有一系列結構上的共同特徵，這些特徵證明它們屬於同一種發生類型。這些共同特徵如下：

（1）剖面中沒有生物發生的腐殖質積聚層，沒有土壤動物分界積極影響的特徵（沒有虫洞、糞化石、走迹和昆蟲小穴等等）。

（2）有單獨的淡色的（灰或淡黃灰）表層結皮層，厚 2—5 厘米（顯然，根據機械組成，小地形和濕潤的具體條件而變化），並具有特有的蜂窩結構（“干面包”狀的或浮石狀的），在干燥情況下堅硬且易碎。

（3）結皮下有形成淡色的（帶有棕色色調）較疏松少孔的亞層（或是薄夾層）的傾向。有典型的片狀或層狀結構。

（4）具有單獨的較緊密的（緊實的）顏色較暗的（淺棕或淺紅棕的）淀積狀層，厚 10—15 厘米，且時常有形成團塊結構（單位）的顯明傾向，在此層中常有不明顯的眼狀碳酸鈣新生體（小斑狀）。

（5）在剖面下部沒有形態差別，只有各種形態的石膏新生體，可能有易溶性小點狀或菌絲新生體。

上述結構特點完全合乎蘇聯荒漠地帶灰棕色土類發生剖面的概念，關於這一點，在 E. B. 洛波娃（Лопова）論文中（1954—1958 年）有特別清楚的闡述。

在談到我們的主要剖面部分特點時，應該指出，在均一的母質細土組成條件下“灰棕

色”荒漠土成土过程的特点完全能表现出来(剖面 M-1, No-6), 底土为粗骨質土壤剖面的特点是: 一般不发育, 呈原始状态或缺少某些发生层(亚层)。例如, 剖面 L-4, L-6 是瑣瑣荒漠粗骨質石質戈壁型地区的特征。沒有薄片狀的結皮下的土层, 即龟裂狀的淡色結皮直接发生在較棕色的“淀积”层上(在这种情况下, 缺少层狀土层的原因可能是骨質底土有較高的滲水性)。

現在来談談表 1—3 中所列举的一些分析資料。

机械分析(表 1)首先說明了这些剖面的岩石組成的一般特性。位于天山山前平原的剖面 M-1 和 NO-6, 具有特有的粉砂性質(至少在坡面上部, 見剖面 M-1), 这种性質和天山山坡前山地区黃土带的存在有一定联系。黃土所特有的大粒粒級几乎占土壤总数的 50%。同时也應該指出泥沙粒級也占为数很大的 20%。显然, 这种粒級的產生是和水流尖灭处的冲积物有关: 剖面 L-4 和 L-6 位于天山前山地帶之外的殘丘和第三紀平原的高台地上(在前山地帶以西), 上部有显著的骨骼性(20—30%), 往下有更強的骨骼性(在 0.5 米深处重量占 50—60%)。正如我們在形态描述所提到的一样, 在剖面 L-4 和 L-6 某些地方的地表上密复有石質的砾幕(砾石、卵石)。由于砾幕下垫有骨質較弱的土层, 應該認為, 表层的石質砾幕是长期風揚作用和細土被片蝕的結果。

另一方面——机械組成在成土过程中变化的部分特性描述方面——分析資料表明, 在 B 层有时有极明显的淤泥粒級的积聚(剖面 L-4)有时即很不明显(剖面 L-6)。这种积聚可能是潛蝕移动的結果。即滲透雪水或雨水把淤泥和胶体从結皮层和結皮下层中簡單淋溶的結果; 或是由于矿物組成本質起变化。不論如何, 對我們說來, 最重要的是指出其“B”层黏土化的傾向(泥性增加), 这是灰棕色荒漠土的一个特征(和 E. B. 洛波娃的看法一致)。

現在再来看看化学分析的結果(表 2)。

根据腐殖質的測定数字, 可以清楚地探討出腐殖質含量的遞減規律——从靠近天山的与丘陵起伏的前山地帶交接的扇形平原上部(剖面 M-1)向准噶尔盆地剝蝕平原遞減(剖面 L-4, L-6)。在 M-1 剖面上部 15 厘米土层內的腐殖質含量仅稍小于 1%, 即接近于棕色荒漠草原土的含量。这一点完全符合剖面 M-1 的位置——与蒿屬荒漠草原前山帶邻接。

在剖面 No-6 中(长有琵琶柴), 腐殖質显著比剖面 M-1 少, 但仍比瑣瑣荒漠土壤中(剖面 L-4, L-6)的腐殖質要多。原因很簡單: 第一, 在瑪納斯古老冲积扇的土壤中, 即 No-6 剖面所在处, 具有过去草甸过程的殘余迹象; 第二, 与稀疏的瑣瑣荒漠比較, 琵琶柴的植被較稠密和均匀(参有草本猪毛菜)。在后一种情况下, 土壤中的腐殖質含量完全是同等的和均一的(0.5—0.3%), 这一点在 E. B. 洛波娃的“苏联的灰棕色荒漠土土类”一文中已有提到。

值得注意的是, 这里的总氮量极少, 只占 0.02%—0.04%。这种含量大大超过 E. B. 洛波娃对苏联灰棕色荒漠土所确定的有机質碳和氮的比例(C:N)(洛波娃确定为 4:5, 而

表2 准噶尔盆地西南部灰棕色荒漠土的化学组成

剖面	取样深度 (厘米)	有机质 (%)	氮(%)	C:N	pH		吸收量 Me/100 克	代换性钠 Me/100 克	碳酸盐中 CO ₂ (%)	提纯的 CaCO ₃ (%)	石膏中的 SO ₄ (%)	73μm的 粒级含量 占全土样 的%
					水悬 着液	盐分悬 着液						
M-1	0-3	1.06	0.04	15	8.06	7.78	8.1	—	3.97	—	—	—
	3-8	0.92	0.06	9	7.92	7.65	8.3	—	4.24	—	—	—
	8-15	0.87	0.03	17	8.27	7.74	8.8	—	5.08	—	—	—
	16-26	0.67	—	—	8.46	7.31	8.8	—	4.81	—	0.9	—
	40-50	0.58	—	—	8.13	7.72	7.6	—	4.33	—	1.48	—
	75-85	—	—	—	7.93	7.52	—	—	3.43	—	2.92	—
No-6	0-2	0.96	—	—	8.34	7.82	8.5	0.9	3.01	6.8	—	—
	2-9	0.62	0.02	18	8.04	7.50	8.7	1.1	2.88	6.5	—	—
	10-20	0.58	0.02	17	8.36	7.81	8.8	1.4	4.29	9.7	0.2	—
	45-55	0.51	—	—	8.21	7.68	7.4	1.2	4.46	10.1	4.2	—
	90-100	0.43	—	—	7.90	7.72	—	—	4.02	9.1	10.3	—
	140-150	—	—	—	8.02	7.90	—	—	3.48	7.9	2.2	—
L-4	0-5	0.34	0.03	6.5	8.05	7.25	6.6	0.4	3.21	7.3	—	13
	5-12	0.35	0.04	5	7.83	7.28	8.8	0.7	4.87	11.0	0.30	19
	25-35	0.29	—	—	8.22	7.47	7.8	0.3	4.39	9.9	0.36	13
	43-50	0.28	—	—	8.00	7.29	8.3	1.5	2.27	5.1	1.17	48
L-6	1-4	0.45	0.05	5	8.24	7.66	—	—	2.99	6.8	—	6
	5-10	0.26	0.02	7.5	8.42	7.49	8.8	0.5	2.98	6.8	0.7	5
	28-35	0.36	—	—	8.03	7.29	7.6	1.0	1.53	3.4	20.9	12
	45-55	0.25	—	—	8.38	7.40	5.2	0.8	0.88	2.0	3.9	20
	82-92	—	—	—	7.86	7.79	—	—	2.10	4.8	1.1	36

这里为 10:15, 甚至还多)。

假如 C:N 的这种大的比例得到证实,那么,可以认为,我们分析中所确定的 C:N 的比例能更真实地反映灰棕色荒漠土有机质组成的特点。甚至根据目察也可断定有机质不是暗色的浸透于土壤矿物质中并与之牢固连结一起的胶体腐殖质,而主要是在干燥荒漠条件下分解不好的和浸软的大的树根和灌木根,一部分是地上的残落物。自然这种有机质与腐殖质比较含氮量必然大为减少。

所有剖面的分析表明,灰棕色土具有中度碱性反应。在剖面各层中可以看到以下 pH 值的比较稳定的变化:在结皮层中 pH 值比结皮下片状层要高;在淀积层“B”中 pH 值经常最高。但是, pH 值在剖面中变化的意义终究不是很大的。

吸收量在剖面中也有类似的变化情况:在所有的剖面中若和 B 层相比,结皮层的吸收量较少。同时,在有些情况下(如剖面 L-4),甚至有很大差别,那在 B 层中占吸收量 20%。这种情况和 B 层中淤泥粒级的相应积聚是完全一致的。

在灰棕色荒漠土剖面中碳酸钙的含量和相应分布具有很大的鉴别意义。E. B. 洛波娃认为次生的生物碳酸盐在上部土层中积聚,是荒漠土壤形成的特征之一,同时,她还强调了干燥气候在荒漠土壤碳化中所起的巨大作用。认为在表层形成的高碳酸盐,由于湿度

小和在夏季高温条件下溶解度低而未被从表层淋溶下去,因此,次生碳酸鈣不断在灰棕色土上部土层积聚。E. B. 洛波娃根据碳化过程量的表现,連帶把两种灰棕色土亚类区别开来,即碳酸盐的(土兰省或中亚省)和微量碳酸盐的(哈薩克斯坦省)。

根据碳酸盐剖面,應該把我們所研究的灰棕色土分为两种发生类型:第一种的特征在于碳酸盐的絕對量适中(8—12% CaCO_3),并十分均匀地分布在不同厚度的土壤——底土中(决定于底土构造)。显然,在这种情况下荒漠土壤形成过程是在碳酸盐的母质上进行的(剖面 M-1 和 No-6,母质为重新沉积的黄土)。我們认为,碳酸盐从 10—15 厘米以上最上部的土层中向下部(10—15 厘米,或更多一些,但在任何情况下,不超过半米)移动,盐是土壤形成过程的结果。

因此,在这一类型中,我們可以发现不明显的殘积现象,但这并不否定剖面上部表现在总数方面的碳化过程。

第二种灰棕色土的发生类型的特征在于:剖面碳酸鈣儲藏总数不大各层的百分含量也不高,而在上部却十分明显的积聚有碳酸鈣(和母质相比)。剖面 L-4 和 L-6 说明了这个问题,这两个剖面是荒漠土壤形成在碳酸盐少的骨骼母质上进行的两种类型。可以看到碳化作用已包括的半米厚的土层。在結皮表层中也曾表露有一些冲出物,而在 B 层有碳酸鈣的积聚(这种形态表现在斑点新生体的形式中,見剖面描述)。

总的說来,准噶尔盆地西南部平地土壤中碳酸盐剖面的特征显然是符合于灰棕色荒漠土类的。

至于石膏,我們研究的结果可以相对的說也有同样的情况。在所有的剖面中在野外就可以看到石膏的新生体形态,而分析结果也証明了这些观察。因此,决不可能不同意 E. B. 洛波娃的下列意見:灰棕色荒漠土中石膏积聚的自然情况是各种各样的,必須把現代的石膏形成和較古老的殘留的石膏形成区分开来。

考虑到石膏的埋藏条件和化学分析資料,在此基础上我們认为在准噶尔灰棕色土壤中石膏积聚可能有三条途径。

(1) 由于地下水从毛細管上升所形成的現代土壤内部的“渗出的”积聚。在較“年輕”的冲积平原下部的盐漬化灰棕色土壤中这条途径无疑是占优势的(剖面 No-6)。

(2) 由于現代或現代前盐分随地形而发生的轉移,石膏就随地表径流水或风的活动而积聚。一般說这是荒漠土壤中阴离子 SO_4^{2-} 散布的主要途径,但在准噶尔西南部平原的条件下,这是非常主要的途径。

(3) 通过冲积水或是土壤和底土側面的側流中的化学沉淀的石膏积聚具有殘留的,过去是水成的特征。显然,这种发生具有大量以疏松結晶形态出現的石膏新生体在骨骼的土壤砾石(卵石)之間积聚。在此土壤中,毛細管上升水的可能完全沒有。剖面 L-6 即为一例,这个剖面在 25—38 厘米处含有大量的石膏(20%),其下部土层骨骼性也很強。同时,根据埋藏条件(在寬广的古代洪积-坡积扇上),此剖面中的石膏也可能是因表层移动而产生的。

不論石膏发生的自然情况怎样(阴离子 SO_4^{2-})，灰棕色土剖面中石膏的积聚不是在最表层，但經常在淀积的碳酸盐层下面。因此在灰棕色土中在石膏方面比在碳酸盐方面更能看到地表带出物的一定现象。

現在我們再来看看灰棕色土中水抽出液化学分析的结果，这些结果说明了盐分复合体中最活动部分的特征(表 3)。

分析结果，表明了在这些土壤中各层的总盐量和分布以及易溶性盐的种类有很大不同。除了“弱碱化”土壤含可溶性盐不多于 0.20% 外(剖面 L-4)，我們还可看到强盐渍化土壤在含有大量氯化物同时 (0.4% Cl^- ，剖面 No-6)，在深达 50 厘米和更低处，易溶性

表 3 准噶尔盆地西南部灰棕色荒漠土水抽出液的化学分析资料

剖面	深度 (厘米)	占绝对干土上的 % me							
		干残余物	硷 度		Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$
			CO_3^{2-}	HCO_3^-					
M-1	3—8	0.32	弱	0.089 1.46	0.073 2.36	0.055 1.14	0.026 1.30	0.003 0.25	— 3.11
	16—26	0.41	弱	0.084 1.39	0.038 1.07	0.29 6.02	0.110 5.50	0.003 0.25	— 2.75
	40—50	0.96	无	0.062 1.02	1.105 2.96	0.520 10.83	0.125 6.25	0.006 0.50	— 8.06
	75—85	1.27	无	0.056 0.92	0.247 6.96	0.580 12.08	0.090 4.50	0.014 1.16	— 14.30
No-6	2—9	0.24	无	0.079 1.29	0.042 1.20	0.060 1.26	0.028 1.40	0.02 0.17	— 2.18
	10—20	0.45	弱	0.062 1.02	0.188 5.37	0.202 4.21	0.031 1.55	0.010 0.33	— 8.22
	45—55	1.38	无	0.058 0.96	0.404 11.41	0.415 8.83	0.088 4.90	0.018 1.50	— 15.70
	90—100	2.12	无	0.052 0.82	0.284 8.11	0.720 14.98	0.298 14.90	0.017 1.41	— 7.60
	140—150	1.46	无	0.056 0.92	0.220 6.28	0.637 18.29	0.226 11.30	0.012 1.00	— 8.06
L-4	0—5	0.136	无	0.054 0.88	0.010 0.28	0.26 0.54	0.011 0.011	0.001 0.08	— 1.07
	5—12	0.192	无	0.077 1.26	0.043 1.21	0.036 0.75	0.55 0.011	0.003 0.25	— 2.42
	25—34	0.191	无	0.058 0.95	0.028 0.79	0.051 1.06	0.015 0.75	0.003 0.25	— 1.80
	43—50	0.164	无	0.057 0.93	0.034 0.96	0.022 0.46	0.013 0.65	0.003 0.25	— 1.45
L-6	1—4	0.543	无	0.053 0.87	0.187 5.35	1.073 1.52	0.032 0.60	0.002 0.17	— 6.00
	5—10	0.665	无	0.055 0.90	0.624 0.68	0.377 7.58	0.079 3.95	0.003 0.25	— 4.96
	28—35	1.697	无	0.044 0.72	0.063 1.83	1.012 21.08	0.267 13.35	0.006 0.50	— 9.73
	45—55	1.064	无	0.049 0.80	0.065 1.55	0.663 11.73	0.136 6.80	无	— 7.56
	82—92	0.982	无	0.077 1.28	0.152 4.28	0.370 7.71	0.013 0.65	无	— 12.60

盐总量大于 1%。

显然，我們現在所遇到的就是在談到碱化和石膏化时就已熟悉了的灰棕色土的各种

发生种类,正是在殘留盐分积聚的基础上(剖面 M-1)或不在此基础上(剖面 L-4)进行的弱殘积土,是那些在发生方面不十分“成熟”,不完全是自成型的,还留有地下水毛细管供給的殘留現象的土壤(剖面 No-6)。

显然,根据此区灰棕色土易溶性盐复合体的性质来看,可以发现一系列的过渡变种。

1. 根据以上所述的有关准噶尔盆地西南部平原区平地土壤調查資料,可以得出如下的結論:这种土壤应列为“灰棕色荒漠土”,这种“灰棕色荒漠土”的含义就如最初(1911年)由 C. C. 涅烏斯特鲁耶夫所确定的那样,而在最近又被苏联科学院土壤研究所和哈薩克苏維埃社会主义共和国、烏茲別克苏維埃社会主义共和国、土庫曼苏維埃社会主义共和国科学院土壤研究所加以发展明确,并加以采用。

下面这些資料是这种結論的基础:

(1) 此区所有的荒漠型植被即以琵琶柴,瑣瑣或猪毛菜半灌木为主,完全缺少短命植物,有少量的蒿属参加,但不固定,与 *Seriphidium* 循环生长。

(2) 一般分化极为明显的发生剖面上部形态构造是灰棕色土类的特征具有特殊的小蜂窝(浮石状的)结构的淡色(灰、淡黄灰)結皮层;結皮下具有薄片状结构的淡色土层:具有“淀积”或微硷化的顏色較浓的(浅棕、浅紅),小孔,較紧密的土层,可能含有碳酸鈣新生体(不明显的白斑状)。

(3) 正如以上所述,缺少腐殖质积聚层对草原或荒漠草原(因有禾本科植物而形成)近似的发生土类(棕色半荒漠土、灰鈣土)說来,無論在任何表現形态中都是必需的。

(4) 土壤剖面上部碳化(具有碳酸盐从表层 10—15 厘米或在更深处的某些不明显的殘积移动現象)。

(5) 剖面下部,即从离表层 1 米深处开始有石膏化現象,有大量石膏积聚。

(6) 易溶性盐緩慢的被帶到不大的深度(一般和石膏层相联)。在渗出現象高的热力潛能下,在結皮层盐分可能发生季节性的地表移动或暂时积聚。

2. 准噶尔盆地西南部的灰棕色荒漠土分布于平原的平坦部位上。从这一地区絕對高度 350—400 米开始,到 600—700 米。往高,为棕色荒漠草原土所代替,这种土壤在天山前山地带分布于长丘状的黄土前山地区,或分布于前列壠崗高地和天山主要坡地之間的縱向山前洼地。

3. 調查地区的灰棕色荒漠土具有几种发生类型,对这几种发生类型进行仔細的研究,可以系統地确定它們。

4. 應該指出,灰棕色土类的荒漠性植被与其年平均降水量是不完全相适应的(降雨量是准噶尔盆地西南部大部分气象站測的)。苏联的灰棕色荒漠土是在雨量較少的条件下形成的,一般不超过 100 毫米。也許,我們在准噶尔盆地天山一带看到的,是过渡性的比較潮湿的灰棕色荒漠土。

5. 同样,棕色荒漠草原土分布于天山黄土前山地区,地形高度比灰棕色荒漠土要高,是荒漠草原土壤形成的較为“湿润”和“温暖”的类型,接近于微量碳酸盐灰鈣土。

(周广元 譯)

新疆盐渍土的改良問題

И. К. 平斯柯依

新疆,过去是中国西北的一个省份,现在是中华人民共和国的维吾尔自治区,是一系列四面环山的盆地。

在中华人民共和国 9,900,000 多平方公里的领土中,新疆就占了約 1,700,000 平方公里,約占全国领土的六分之一。可是,如果我们注意到中华人民共和国的耕地分布情况时(图 1),那么就可以看到,新疆的耕地是非常少的。新疆所有的耕地加起来才只有



图 1 播种面积的分布;一点为 400,000 亩

35,600,000 亩,或 23,070,000 公顷¹⁾。当然,在最近 2—3 年以来,由于此地建立了許多国营农場,播种面积必然有所增长,但是,从这一广大地区的总面积来說,耕地面积仍然是非常小的。

据現有資料¹⁾,仅在新疆、甘肃、青海和陝西四省,适于耕作,但未予利用的土地就約有 53,000,000 公顷,其中絕大多数分布于新疆,在甘肃、青海、陝西三省分布极少。

这一庞大数量的空闲土地存在的原因,是由于在中国的西北部极广泛地分布有盐渍

1) 刘慎培著中国农业地理,俄譯本 1957 年莫斯科版。

土,这些盐渍土如不进行灌溉土壤改良实际上就不能被利用。灌溉土壤改良工作系在人民解放军解放全国之后才开始的,也就是说,总共才几年前开始的。

新疆的土壤改良环境之所以如此复杂和困难,是由于它的自然条件所造成的。虽然在本论文集的专论文章中对这些自然条件有所阐明,但本文必须述及那些在最大程度上能决定现存土壤改良条件的自然因素。

由于正在开垦的盆地全为山脉所环绕(图2),所有流到这里的水流(河水、山洪和或多



图 2

或少的降水)都完全分配在各个盆地的范围之内,经过在河床、河滩地、洪水后水洼、灌溉渠道和洪积扇等地的渗漏之后,就大量地补给了静止的地下水。在这里,所谓地下水静止不动不仅要理解为没有出路不能流到各个盆地范围以外的意思,而且还要理解为地下水系沿着极平缓的坡度(0.001—0.0002)作极缓慢的移动。

在这些条件下,地下水和地面水唯一的消耗途径只有在荒漠中蒸发以及在绿洲和灌溉田地上蒸发和蒸腾。同时由于新疆属于蒸发量很大的荒漠地带(在新疆最大的盆地——喀什盆地——蒸发量有时达2000毫米/年),所以在微不足道的小量降水(少于85毫米/年)的情况下土壤当然会严重地盐渍化了。在北疆也是很大的盆地——准噶尔盆地,由于夏天短而温度较低,以及有大量的降水(150—300毫米)和最大的河流(额尔齐斯河、伊犁河)流入苏联境内等原因使土壤盐渍化程度较低。可是在准噶尔盆地的最低的部分,盐渍化的程度也是很严重的。由第三纪岩石构成的前山岗陵的高度含盐量极度地加重了新疆这两个盆地——喀什盆地和准噶尔盆地——的盐渍化。这些布满裂缝的山岗在不断强烈发展的热力风化过程下,全部被盐霜复盖着,因此暴雨后从这些山岗流出来的急流几乎到

这都是含盐的。这就是为什么在新疆連自然排水的地区,如山麓平原,包括其上部,也常常发生盐渍化的原因。

新疆的自然条件简述至此。在B. H. 庫宁、B. A. 諾辛、D. B. 葛尔布諾夫和Г. B. 札哈里英娜等已发表的論文中对新疆的自然条件已詳細地加以说明。

现在在我們举出几个具体的例子来反映新疆盐渍土目前和将来改良的实况。在不仅沒有完成土壤改良区划工作,同时还缺乏为进行此項工作所必需的資料的情况下,土壤改良的实质只好借助观察位于大量国营农場典型地区上的主要地段的自然条件来说明。这些地区土壤改良条件根本上的差别提供了有关全面土壤改良問題的某些概念。

一、塔里木河上中游北岸

塔里木河上中游北岸是中国集中有大量国营农場的最大地区之一。这个南临塔里木河,北界天山的地区,自西而东伸延,約自阿克苏城起到尉犁城止。这一地区的特点是盐土占主要地位,这些盐土在世界上任何一个国家任何時間都是未必开垦过的。

下面列举一些資料,說明胜利八場(今胜利二总場下第十四农場——譯者)在中国科学院科学工作人員小組与本文作者的指导下,于1958年在本地区建立的排水試驗地的情况。这块排水試驗地位于塔里木河和閩盆地以东,于塔里木河以北2公里的地方。从3个剖面的盐分分布情况(图3)可以看出,在0—10厘米土层的含盐量达45—55%,虽然在

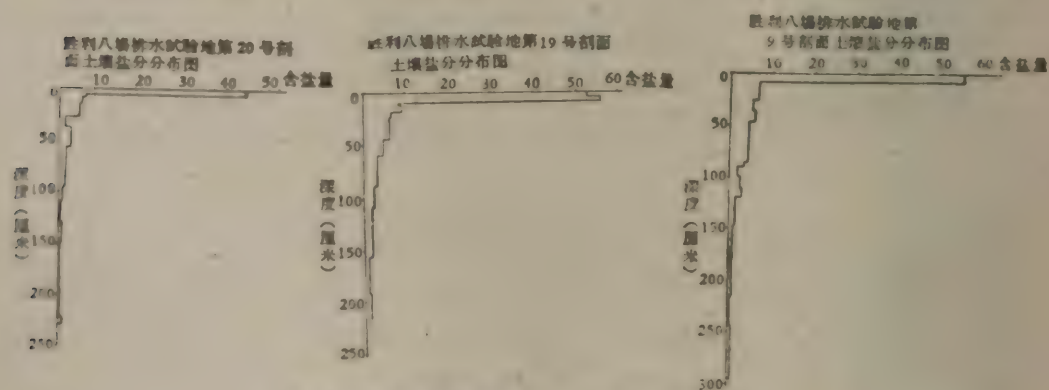


图3 胜利八場排水試驗地的土壤盐分分布图

以下各层的含盐百分率大大地降低了,可是开垦这些盐土将要遇到很多困难。这些困难不仅与盐渍化的程度有关,而且与其成份有关,因为84个深钻孔(4米的和15米的)的土壤分析指出了在阳离子中鈉占了明显的优势。选载于表1中的分析資料可証实这一情况。

所有钻孔在350—400厘米深度的土壤平均含盐量为0.51%(干殘物)。由于这一土层是处于飽和地带,因此較深地层的盐分就将完全取決于深层地下水的矿化度。后一問題至今未曾查明。

据48个钻孔所得的資料,地下水的平均矿化度为22克/升(小数位不計),最小的矿化度在10克/升左右,最大的矿化度不超过40克/升。

表1 胜利八場排水試驗地土壤盐分含量和成分
(胜利一場化驗室所进行的分析)

假定鉗 孔編号	观察深 度(厘米)	盐 分 风 干 土 重 量 的 %						
		干 残 物	CO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	其他元素 的 残 量
1	0—10	54.3	微 量	0.008	31.70	1.22	0.857	20.52
2	0—8	55.1	微 量	0.009	28.61	1.14	0.765	25.05
3	0—100	9.2	微 量	0.014	5.67	0.65	0.587	2.28
4	0—100	9.0	微 量	0.012	4.60	0.61	0.350	3.43
5	0—100	7.5	0.0015	0.015	3.24	1.04	0.404	2.80
6	0—100	5.2	微 量	0.016	2.72	0.47	0.164	1.83

如同土壤的含盐状况一样,地下水的含盐状况也是明显为氯盐类型,在大多数的情况下完全沒有碳酸鈉(表2)。

表2 胜利八場排水試驗地地下水矿化度及其阴离子成分

鉗 孔 編 号	距 灌 渠 的 距 离 (米)	矿 化 度 (克/升)					pH
		干 残 物	CO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	
3	約 300	26.8	无	0.27	12.2	4.5	7.5
7	約 800	32.4	无	0.46	17.7	4.2	7.7
13	約 1600	9.2	无	0.44	4.5	1.4	7.7
34	約 1800	10.2	无	0.28	4.5	1.7	7.9

从灌渠逐渐走向山麓平原,在地下水的矿化度上沒有发现一定的規律。在距灌渠1600—1800米的地方,矿化度大大地減低,显然与此地一条小干河床經過有关,在洪水期間这条干河床有淡水流过。

据70个鉗孔的資料,1958年11月下半月的地下水面平均埋藏深度为2.43米,由1.63米到3.64米不等。必須指出,該試驗地处于灌溉地带之外,尽管位于試驗地南面200米之处的总干渠无疑有一些影响,然而上述地下水深度仍可算是自然的深度。可是,縱使有此影响,地下水深度随着逐渐远离总干渠和塔里木河接近山麓平原时却有降低的趋势,这說明了沿着这一方向是有一定的坡度的。

土壤的容重在盐結皮中減低到0.52—0.63,这和盐土表层和深层土壤的盐分完全相适应。

随着土层加深,盐分逐渐減少,容重也就加大,达到1.47—1.57—1.66。但是,这些最大的容重发生在較薄的土层中,通常这些薄土层之間还为較輕的沉积物所分隔。仅于表层3米厚的范围内有时这些土层的厚度达到100—150厘米。在較深的土层中,当鉗15米鉗孔时,业經目測机械成分确定,全是各种大小顆粒的砂子(图4)。此外,在完成切入地下水达0.5—1米的排水渠修建后从干排中抽出的水証实了土壤向外渗水良好的推断。因此可以断定,在斜坡稍加牢固之后,如果在冲洗土壤表层时盐漬化的程度与其阳离子成分不引起相应的复杂化的話,此地排水工作的条件将是不坏的。至于这些复杂情况将是怎

表3 胜利八場排水試驗地的土壤容重

剖面号数	土层深度(厘米)	容 重	剖面号数	土层深度(厘米)	容 重
19	3—8	0.63	20	2—12	0.52
19	13—18	0.99	20	20—47	1.25
19	19—32	1.21	20	60—67	1.29
19	50—66	1.42	20	84—103	1.33
19	72—95	1.47	20	116—147	1.45
19	110—115	1.31	20	161—166	1.57
19	120—135	1.39	20	178—185	1.38
19	145—150	1.45	20	205—210	1.46
19	180—185	1.47	20	240—245	1.66

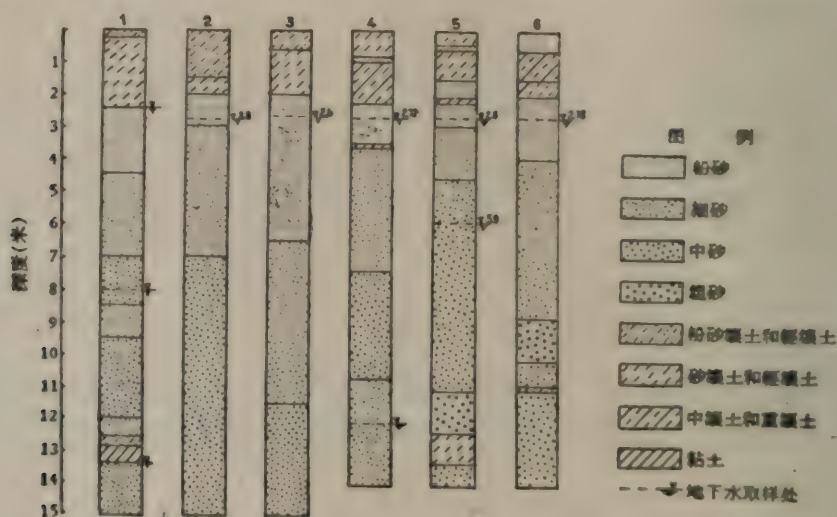


图4 胜利八場排水試驗地6个15米钻孔土壤机械組成剖面图

样的,下述資料可以在相当的程度上加以証实。

首先,农場分析室对上层盐分最重的土层进行了机械的分析,結果証明物理粘粒占多数,一般超过50—60%。

其次,中国的水文地质工作者和H. B. 罗戈夫斯卡娅所进行的分析說明了土壤上层的渗透系数小于1米/昼夜(在实验室条件下)。

最后,对該試驗地上表渗水速度的測定表明,渗水速度降低得很快,每分鐘降至几十分之一毫米(图5)。当然,这样的速度不算低,不过在长期冲洗鈉盐类型的結皮盐土时,渗水性会发生进一步的恶化,那时縱使排水渠排出渗漏水的性能良好,渗漏水亦将緩慢地进入排水渠。

至于說到容重最大的夹层的渗水速度,在图5中可以看得很清楚,这个渗水速度是很大的;虽然对情况仍未确定,但在这样的速度下,上述夹层不会在洗盐时引起任何麻煩,特别是在上述深度已有一定的石膏貯量。

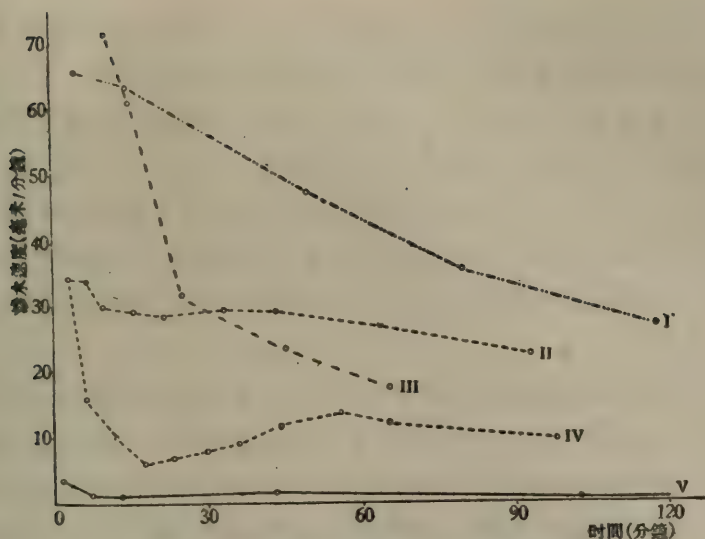


图5 胜利八场排水试验地的土壤渗水速度图

- I——第20号剖面附近,深度100厘米,用盐水浇灌;
 II——第19号剖面附近,深度69厘米,用盐水浇灌;
 III——第9号剖面,深度139厘米,用淡水浇灌;
 IV——第9号剖面,深度100厘米,用淡水浇灌;
 V——第20号剖面,地面,用盐水浇灌。

这一来,在开垦这些盐土时最大的困难将是此地的土壤表层可能发生碱化现象,以及上层的盐分很多。同时,在洗盐的初期由于含盐土层孔隙很多和下层的机械成分很轻,可预料随着大小漏洞的出现水将有大量渗漏的损耗。这种情况在试验地修成的灌溉渠还是潮湿的情况下,以及在田间试验放水时都得到了证实。因此在洗盐前必须确定是否需要预防跑水,在证实需要预防跑水之后,还要确定预防跑水的条件。在此地跑水会使本来就很浅的地下水很快就升到地面来。

谈到是否需要在此地预防渗漏损耗,是因为我们注意到地下水迅速升到地表面可能对洗盐不是有害的,而是有利的,因为在有深约1米的密集(相隔25—50米)的临时排水设备时,被溶解的盐结皮将不会向下渗,而是流到浅而密的排水渠网中,然后通过深的排水渠排出开垦地段范围之外。这是洗盐的第一个特点,这个特点是由盐土的重盐分含量和极靠近地面,而浓度未达到极限或甚至不很高的地下水所决定的。我们特别强调重盐分含量和临近地面与浓度不很高的地下水,为的是正确的理解地下水的上升是依靠洗盐水沿着通畅的途径下渗而迅速地、极度地上升。须知在通气地带如此薄(2.4米),与其上层盐分如此多的情况下,防止洗盐水的无谓消耗和降低最初的渗水速度,只能使盐分稍为在剖面上移动(指盐分被洗入深层而言)。并使地下水的矿化度增加多倍,这时地下水上升虽然较迟缓,但也会很高。所有这些都将会给以后的土壤改良带来许多困难,并将会长期发生盐分强烈回升的过程。在地下水位较深,及其矿化度较大和土壤含盐量较小的情况下,这种洗盐的方法(使地下水迅速上升的方法)自然是不适当的。在上述条件下,这种把

盐分带到开垦地域以外的方法,再配合上计划好的随后长期不间断的洗盐,就可以在消除很高的毛管边沿上升和蒸发量大等不良因素方面起着首要的作用。

上述地区土壤改良情况的独特性和复杂性,也需要立刻用实践的方法解决有关此地排水渠的深度和排水渠之间的距离的必要的对比问题。

必须用实践的或试验的方法来解决这一问题,不仅由于缺乏理论计算所必要的资料,因而暂且无法在此地应用任何一种理论计算的方法,而且还因为新疆的条件和苏联任何地区的条件大不相同。这就不能轻易把苏联经验不加以重大的或甚至根本的修正就运用到此地。

中国科学院和新疆国营农场注意到这一点,就决定在不同的自然条件下着手设立排水试验地。当然,试验地的设立也要预先地,那怕是大约地测定一些最重要的指标,如土壤渗透系数、地下水毛细上升的高度和速度,以及地下水发生层压现象的程度。虽然对于排水试验地来说,这些测定工作都不很困难,但把它们和各个排水项目的总结结合起来的时候,在完成其土壤改良区划工作之后,对于各地全面排水来说,将是最宝贵的资料。

在上述塔里木河北岸地区设立排水试验地的时候,关于必须设置那些排水的方案问题,如排水渠的深度及其之间的距离,系在沒有上述的土壤和地下水描述的情况下解决的。所以,估计到盐分极重、地下水矿化接近地面(这无疑是和巨大的从天山方面来的地下水以及部分地从塔里木河方面来的地下水有关),因此安排此地排水渠之间的最小距离是250米(深2.5—3.5米),而不以上述良好的土壤渗透性能为依据。这里还估计到浩大的蒸发量。

在试验中决定排水渠的深度为2.5米的原因,是因为各国营农场都普遍想修建这样的排水渠或甚至更浅的。自然,要制止这种任意的企图只能借助示范性试验;正因为这样,才在每个排水试验地上安排各国营农场所采用的或试图采用的这些方案,不过这些方案从我们的观点看来,不会产生预期的效果。

排水试验地排水渠之间最大的距离约为450米,而深度是2.5和3.5米。这里可以预料,1958年在大体测定出来的良好的土壤渗透性能得到证实时,这一距离在灌溉渠位于中央的情况下就不会是极限的,加上两个补加的间距,地段就可以计划放宽到600米。在地下水来量较大时,期待排水渠的作用能达到更远的地方是不大可能的。

二、山麓平原和冲积平原的接合地带

现在叙述第二类需要进行土壤改良的土地,即从山麓平原过渡到冲积平原的地带。最适当不过的是以天山山麓平原向阿克苏河左岸地区冲积平原过渡的地带为例加以说明,此地也设有排水试验地,并建立有巨大的国营农场群。

除了山麓平原向冲积平原过渡很明显之外,同时地面坡度、土壤机械成分,地下水状况和矿化度变化也很剧烈。

在属于山麓平原低下部分的地区,由于土壤成分不重和坡度较大(达0.01),地下水在

灌溉之前深度大于 15 米。目前因为在此地修建了干渠和支渠,进行了灌溉和发生大量渗漏损耗,地下水升高到根分布层,构成了急剧的、主要是地面盐分积累的条件,这种急剧的地面盐分积累几乎已席卷整个垦区。

灌溉后和冬季期间地下水的明显下降使国营农场有可能进行专门的洗盐,或带洗盐作用的冬灌和早春灌溉,虽然农场每年这样重复洗盐,农作物的产量由于田间盐斑和植株普遍受到压抑而仍然很低。各国营农场已看到解脱已形成的这种困难局面,其出路是将山麓平原的上述部分进行排水,但最好是首先实施防止渗漏的措施,这一措施肯定可以改善土壤改良的局面,并保存大量灌溉所最迫切需要的水。

如果无法防止灌渠的渗漏,那末建一与干渠平行的深水渠拦截干渠的大量渗漏损耗,使之沿着集水渠自流地引到下部供灌溉之用。同时可以有把握地说,任何上述的措施不仅不能贮备非常重要的补充灌溉水和改善山麓平原下部的土壤改良环境,同时还能改善其迫切需要积极排水的向冲积平原过渡的那一部分地区。最后这一部分地区我们将从土壤改良条件及其土壤改良可能性的观点来尽量详细地叙述。

首先必须指出,如果各国营农场在山麓平原下部进行播种,总算得到一些产量时,那么甚至在地下水位很深(6—7 米)的情况下,这里不止一次地试图进行洗盐都完全无效。

当我们随后研究这一地带土壤盐分分布和机械组成剖面图、地下水矿化度以及渗水速度曲线图时,洗盐无效的情况可以得到正确的理解。

从图 6 中看出,和上述塔里木河北岸的盐土不同的是山麓平原过渡部分的表层含盐量少得多。例如,若把上部 1 米土层的含盐量加以比较,那么在后一种情况中含盐量少于 3—5 倍或更多。但是,如察看较厚土层的盐分贮量,因为土壤改良的目的不仅是淡化通气地带,而且要淡化水分饱和地带的一部分,因而这两个地带就变得大概一致了。关于这一点可把两个地区盐分分布的剖面图作简单的比较,即可很容易地使人信服(图 3,6)。

当然,从洗盐的观点来看,开垦塔里木河北岸地区的盐土由于最上层积有大量的盐分而极为困难,如果其他条件相同时情况的确是这样的。表 4 所引的盐分组成在一定的程度上与上述情况相适应,在盐分组成中可看到钠的参与量很少(与塔里木河北岸地区相比较),而且 Cl^- 和 SO_4^{2-} 的对比完全不同。

但是土壤和底土的机械组成、母质的层理特征及其渗透性能、地下水的矿化度和上述洗盐的无效性使人得到相反的想法。

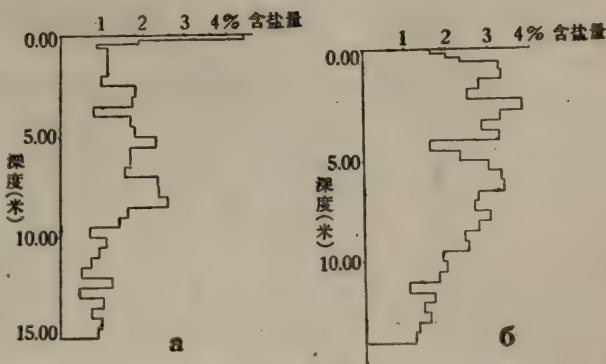


图 6 胜利一场排水试验地 15 米内深度的土壤盐分分布剖面图
(a)——钻井 A₁; (b)——钻井 C₃

表4 胜利一場排水試驗地土壤盐分含量和成分
(該場化驗室資料)

假設井号	观察深度 (厘米)	盐 分 和 风 干 土 的 重 量 百 分 比						
		干 残 物	CO ₃ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	其他元素 残 渣
1	0—20	1.08	微量	0.022	0.05	0.71	0.126	0.17
2	0—20	1.56	无	0.014	0.30	0.89	0.187	0.17
3	0—20	2.92	微量	0.015	0.97	0.87	0.425	0.64
4	0—20	3.22	微量	0.024	1.14	0.93	0.362	0.76
5	0—100	1.13	无	0.031	0.29	0.47	0.215	0.13
6	0—100	2.24	无	0.016	0.60	0.77	0.220	0.63
7	0—100	2.35	微量	0.039	1.07	0.16	0.172	0.91

須知，如果塔里木河北岸地区試驗地地下水平均矿化度为 22 克/升，那末此地为 58 克/升，即几乎高 3 倍；如果在前一种情况中平均矿化度的最大误差为 10 克/升到 40 克/升，那末此地为 19 克/升到 162 克/升；如果塔里木河北岸土壤剖面主要为輕土质，并无任何不透水夹层，那末此地主要为重土壤，并有很厚的几乎完全不透水的土层。

至于第一个地区地下水在灌溉前的水位深度大約为 2.5 米，而上述地区则为 6—7 米，这并不能从地下水去流有較好条件的观点來說明后者，因为在第一种情况下，邻近的总干渠和塔里木河显然地补給这一地区，而在第二种情况下，这种补給是不存在的。只是在山麓平原下部修建了总干渠和支渠网之后，在上述过渡部分地下水才稳定在 2.8—3.5 米的深度。此地决定难以洗盐的主要因素将是土质粘重。

从图 7 可以看出，此地在 1—2.5 米的深度就可見到很厚的渗透性很差的粘土和重壤

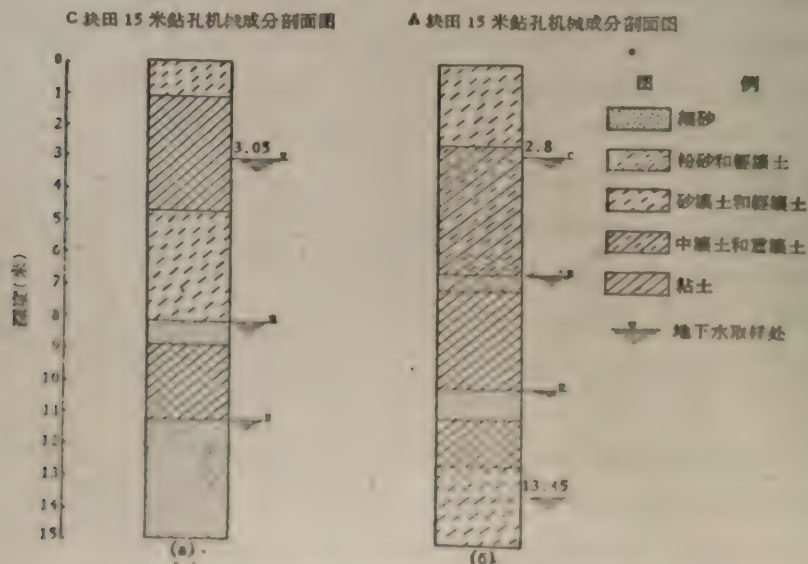


图 7 胜利一場排水試驗地土壤机械組分剖面图
(a)——試驗地的下部； (c)——試驗地的上部。

土沉积物。在預先堵塞腐根所形成的空洞的土层表面上，所进行的渗水速度試驗测定証

实了其渗透性很差。当然，在这样的机械组成和这样的母质层理特征的情况下，打算在无排水条件下得到洗盐的某些效果是完全不可能的，因为这不取决于地下水位深达 6—7 米，此地土壤的正常渗水速度仅能维持有限一段时间，在这段时间中土质较轻的上层将能饱和。当这一土层饱和时，由于很厚的壤土和粘土的夹层渗水性差和它们已经为毛细管水所显著地饱和，渗水速度就降低到最低值。

上述情况完全和试图冲洗这些土地而没有成功的事实相一致，且是开始洗盐后第三至第四天渗水速度急剧降低的原因。在非常坚实的土层中有着大量过去植物根腐烂后所成的空洞（这是本地带所特有的），在无排水的条件下，对于洗盐过去没有、现在也不可能有积极的作用，因为含水层在大多数的情况下都充满着几乎静止的地下水。在有排水的条件下，情况会发生剧烈的变化，因为积水层的分布不纯是带有水平的特征，而是最多种多样的，常有砂壤和砂土的通道由较深积水层直通地面。这种情况可在这里修建的深排水渠的边坡上看得很清楚，同时看来是山洪冲积砂子沉积在各种低地和河床状深沟的结果。河床状深沟在连接为粘土沉积物所复盖的砂子和地表以及非常接近于表层（0.5—1.5 米）方面，起着主要的作用。此外，大的凸透镜状的砂子夹层的埋藏深度常常不深，修好的排水设备的底部常切入这些夹层之内。

这样一来，根据专门挖掘的剖面 and 排水渠边坡的剖面判断，可以说明地下水完全能进入这些夹层，不过由于渗水速度缓慢或洗盐水要通过渗水性很差的地层，洗盐的条件仍极为困难。加速水分通过粘重土层的唯一希望可以寄托于根洞上，这些根洞的数量非常多，并垂直地贯穿这些土层。不过这些根洞能保持多久和它们在上述地带的分布范围究竟多宽？这个问题目前还不清楚。

在这些为根洞所贯穿的重土层上进行渗水速度测定的资料（图 8 的上面的曲线）证实了刚才谈及的希望。因此，即使修建了排水设备，在不断地或间断地灌溉水稻的形式下洗盐，在这里仍有着经济的和科学实践的意义。这个问题非常重要，并已列入排水试验地的研究工作大纲中。

关于排水渠深度及其间的距离问题，这里只能根据 1958 年秋季修建排水试验地时所得的小量材料，提出大概的推测。为了更有根据的说明排水渠必需深度推测的理由，提及土壤自然湿度并非无益的。这个湿度（图 9）是在荒地上测定的。指出毛管边沿上升高度大，约为 3 米左右，上下的误差不大。在这种情况下，可看出两个剖面图的毛管边沿上升高度偏小，等于 3 米，第三个剖面，毛管边沿上升较大些。

由于毛管边沿上升高度较大，以及蒸发量大和土壤透水性差，排水试验地排水渠的深度暂修建为 3.5 米。此外，有几条排水渠的深度为 2.8 米，必须如此修建的理由已如上述，即是各国营农场愿意修建较浅的排水渠。

注意到在上述地下水毛管边沿上升高度和排水渠深 3.5 米时，排水渠间的中央部分毛管边沿作用将处于地表最上层，于是在这里实行了灌渠和排渠并列及灌渠修在排水渠之间中央的方案。后一方案结合分别洗盐的措施，保证土壤深层和地下水上层最快的淡

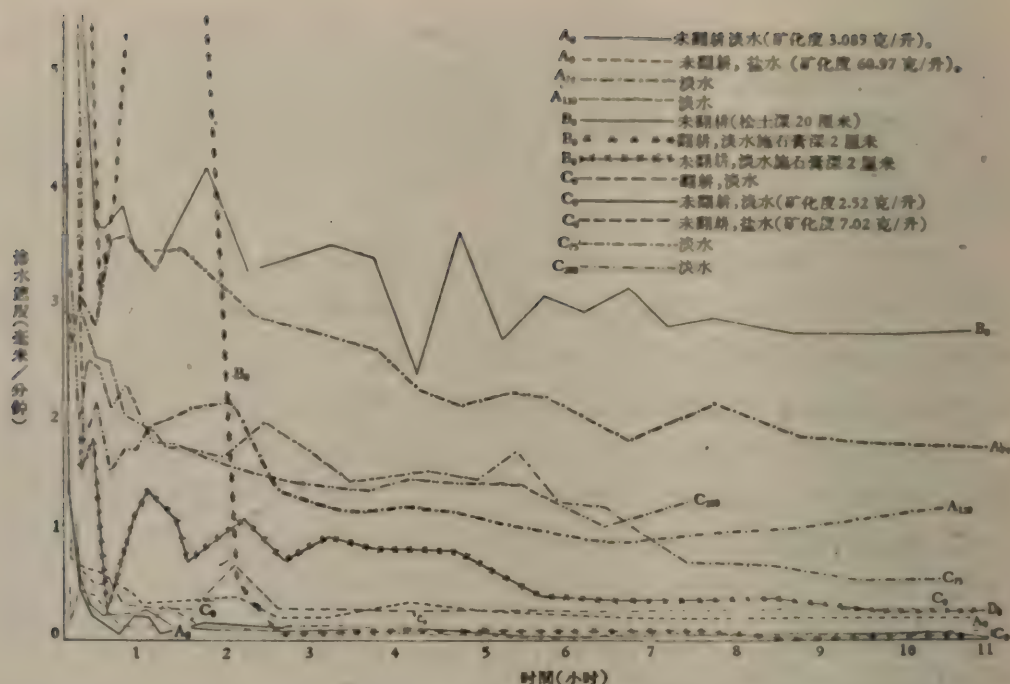


图8 胜利一场排水试验地土壤渗水速度图



图9 胜利一场排水试验地3个剖面的土壤自然湿度及其机械组成

这里必须注意到一个事实，即如果說在新疆条件下所謂“临界深度”的数值实际上是較大时，那末上述排水渠的深度将是不够的。我們絲毫不否認临界深度对盐分的存在和移动速度的意义，以及把它和排水渠深度联系起来的必要性（就目前來說），但仍可以提出一个問題：能否在排水渠深度等于或甚至稍小于临界深度的情况下，土壤和地下水上层达到深度的淡化？就現有資料来判断，要达到这一点好象是不可能的，但也未必完全不可能，因为这个結論首先是在：既开垦盐渍土、同时又要在其土地上获得收成的基础上形成的。

自然，在这种急急忙忙和同时追求两个目标的情况下，洗盐時間就縮短到最低限度，因此既不能稳定地淡化土壤，又不能得到良好的农作物收成。不过須知道，既然在农排深度和地下水临界深度相适应（在目前的理

解來說)的情況下,我們能够冲淡比排水渠深度大得多的深度,那末为什么不可能在排水渠深度較淺的情況下依靠較長期地保証洗盐水下降水流的条件来达到这一点呢?这是完全可以實現的。在这方面經濟上是否合算呢?遺憾的是,对这一問題还没有答复,因此应对这一問題加以注意,如对一个具有重大意义的問題一样。

現在,在稍离本文主題,对排水渠間距大概需要的寬度略談几句。

綜合上述全部有关本地带的資料,使我們有可能認为此地排水渠单面作用的距离将不会超过 100—150 米。因此考虑到具有淡化其所在地一定地带能力的灌渠設置在中央之后,此地排水試驗地排水渠之間的距离約在 200—400 米之間。在这种情况下在 200 米寬的間距上灌渠是和排水渠并列的,如同各国营农場通常所作的和設計的一样。上层較輕的土質堆积成为透水性差的土层(图 7)所表現的土質层理特性說明,有必要在有深排水渠的情况下采用临时的浅排水渠。如果根洞由于淤塞失去排水作用后,沒有稠密的排水渠网,要从上层的較輕的沉积土层中洗去盐分会很困难。

三、苏打盐漬化地区

我們已經談过开垦新疆盐漬土的两个困难条件。开垦广泛分布的苏打盐漬土是第三个,同时也是比較困难的条件,苏打盐漬土分布于塔里木河南岸和瑪納斯河流域(准噶尔盆地),而且以各种不同程度分布于新疆其他地区。因为对苏打盐漬土地区沒有进行專門的研究,而且排水試驗地的碳酸鈉修建工程要在 1959 年秋天才进行設計,所以有关盐漬土的土壤改良实况將簡略地根据我們对某些国营农場在农业方面利用苏打盐漬土的条件作初步的介紹。位于瑪納斯河流域(图 2,瑪納斯城的西北面)的一羣国营农場遭受着苏打盐漬化,或更准确地說,有苏打参与的盐漬化的不良后果。据下野地土壤改良試驗站的資料,位于平原的一、二、三以及其他的国营农場的土壤具有下列的盐漬化程度和成分:在表面 1 米土层中含干殘余物約 1%;盐分最低含量为 0.2%;最大含量为 2%; Cl^- 含量为 0.05—0.6%; SO_4^{2-} 达 0.8%; HCO_3^- 約 0.04%,而到处可見的 CO_3^{2-} 含量則为 0.0011—0.007%。盐漬化类型經測定后为氯盐-硫酸盐类型。該平原地下水深度为 8—10 米或更深,在洪积扇边缘盐土集中之处地下水深度为 1—2 米。在开垦上述平原土地时最主要的困难是在洗盐时土地迅速硷化,同时在土壤溶液中苏打含量激增,洗盐水下渗速度剧降。在这里必須指出,洗盐时苏打含量剧增的刺激因素之一是在灌溉水中含有苏打,約含 CO_3^{2-} 达 0.0012—0.0022%。土壤渗漏性能的損失达到如此程度,在整个生长期中水稻不断灌水时期內,土壤的湿润不超过 70—80 厘米。

試驗站对代換性鈉含量測定的結果表明,在大多数情况下,代換性鈉含量占代換性盐基总量的 10—20%。由于分析不准确,不能担保上述数值是肯定的,因为我們可以看到大片土壤普遍裂縫,和棉株受着极严重的压抑,可以料想,在代換性盐基总量中鈉的含量占着很大的部分。

当然,象这样大量代換性的含量和土壤渗水速度如此低的現象并非到处可見,但是在

这些现象表现不很严重的地方，可看到地下水严重地上升，于是苏打由于地下水的静止和大量蒸发而不可避免地积累起来。例如，有一个国营农场用灌溉水稻的水冲洗盐渍土时(30,000 立方/公顷)，地下水由约 5 米的深度几乎上升到地表，并于 1958 年秋季矿化度约为 30 克/升。

所以，难怪如果在种水稻之前盐分含量是 1.1%，那末到 1958 年秋季，虽然用了大量的灌溉水，盐分含量仍为 0.5%。由于各国营农场注意到这种极为困难的情况，于是给土壤改良科学提出了对他们具有切身利益的重要问题：如何改善土壤的渗透性能？

如何防止洗盐时苏打含量的增长？

借助种植水稻不断灌溉能否开垦上述大面积的土地？

在排水渠深度及密度上应如何进行排水？

应该说明，目前对所有这些问题不仅难以答复，而且不可能答复。须知，为了改善极差的土壤渗透性能和防止洗盐时苏打的积累，必须施用相应数量的石膏——这不过是重复很久以来人所周知的，而且各国营农场的所有工作人员都久已熟知的事情，不过在目前技术装备的情况下，他们是无法做到的。从数百公里以外把石膏运到田里是非常昂贵的，而且运输方面也有困难。利用埋藏于此地 40—50 厘米到 170 厘米深度的大量石膏贮存(1—2%)是容易得多，不过在今天也是很困难的，没有很大的希望，因为在一种情况下石膏是在 40—50 厘米的深度，而在其他的情况下更深得多。

此外，在灌溉水中有苏打，这是很有害的，需要不止一次地、而且要相当频繁地施用石膏，因为在洗盐、冬灌和生长期灌溉的一年中，能够达到 200—300 公斤/公顷的 CO_3^{2-} 。因此认为最初施石膏是需要的，但应首先解决有关石膏最适当的来源问题，这一来源应消费最少的资金。

同时，要注意到石膏在一定的时候必然会淋溶以及在灌溉水中存有苏打，为了避免浪费大量资金于周期性的施用石膏上，应该考虑通过生物转变的途径使石膏由土壤深层转移到上层。

与此相适应的，在新疆条件下，开垦土壤期间大力播种牧草，并在以后阶段迅速进行草田轮作，这无疑具有重大的意义。在这种情况下不仅石膏能借助生物的转变由土壤深层转移到土壤上层，这是苜蓿所能很好地保证的，而且还能在土中积累防止酸化所极为需要的有机质。

借助灌溉水稻进行最初洗盐的必要性和适当性也是要查明的，这既具有经济意义，同时又具有土壤改良的意义。

当然，在灌溉量大约达 20000—30000 立方/公顷时，不仅在无排水的条件下，就在此地现有的排水条件下，大量的水分也将蒸发。但与此同时，正如在这种情况下，在开垦严重盐渍化土地和结皮盐土时必须注意，长期的洗盐灌溉将大大地增加排水渠的水流，因此能大大地缩短土壤改良时间。至于水稻灌溉量与排水渠最大流量不适应时，就必须注意到，在排水渠中发生严重的重力水流时主要将蒸发淡水，因此就不一定采用漫灌的方法进行

不間歇的灌溉。苏联灌溉水稻的实际情况說明在保持下降水流压倒上升水流的条件下，有可能大大地縮減作物的灌溉量。当然这里还需作进一步的研究，目前土壤改良的困难也正在于此，在大多数的情况下，目前土壤改良是根据过去的发展极需进行广泛研究而已知的研究結果的基础上进行的。克服这种停滞状态对土壤改良科学和实践将有着重大的意义，同时，对与社会主义农业任务相适应的土壤改良事业发展速度也有着重大的意义。

結 論

上述新疆土壤改良条件表明在中国这一广大地区盐漬土改良問題中的巨大困难。

地下水流的閉塞和巨大的蒸发量，严重程度的盐漬化或极不良的盐分成分，重土壤的低渗透性能，或輕土壤的相反性能、粉砂性和在排水时的不牢固性，所有这些因素将以最不良的方式影响土壤改良过程。

此外，缺乏有关各地带土壤渗透性能、地下水来流和該地去流、蒸发和蒸騰、地下水毛细管上升的高度及其临界深度等数字的具体資料，因此严重地阻碍上述問題的實現，要求迅速地实际解决这一系列的問題，不这样土壤改良便将不可能进行。

在这些問題中，最主要的問題是排水渠单面作用远程及其在各种自然条件下所需要的深度問題。在缺乏上述資料的情况下，只能借助排水試驗地来解决這個問題，排水試驗地是确定排水渠必要的深度及其之間距离的可靠的主要方法。因此，各国营农場在中国科学院的指导下开始在新疆各地带进行排水試驗，是解决土壤改良重大問題的一个正确和可靠的步驟。至于土壤改良的具体情况如何，排水試驗地的研究工作将可确定。今天能够說，这里排水渠的深度和排水的程度肯定應該要比世界很多其他灌溉地区大。

在确定排水渠深度和它們相隔密度最合理的对比时，必須尽量注意灌溉渠在排水渠間中央設置的問題，这不仅能使土壤稳定地脫盐和縮短其改良的期限，而且能大大地加寬排水渠之間の間距。同时，对于具有高度作用的毛管边沿和巨大蒸发量的新疆条件來說，上述問題将有着特別重要的意义。关于冲洗結皮盐土和由于机械組成或盐分組成所决定渗透性能差的盐漬化比較低的土壤的技术問題也具有重大的意义。

談到盐漬化程度較低时，在这里我們应提到在新疆是否有比本文上述土地較良好的荒地的問題。

就这里已发表的 B. H. 庫宁、B. A. 諾辛等人的著作談到，在准噶尔盆地和塔里木河下游以及叶尔羌河流域看来，在其他許多地区都有这样的土地。但由于缺乏有关这些土地改良資料和特別是未进行土壤改良区划，因此我們現在不能說这些土壤是否很多和它們是否真正是灌溉土壤改良的較良好的土地。不过我們可以坚信地說，在中国人民澎湃的热情之下，完全开发这一古老的干旱的荒漠将在最近的年代中实现。但这将会遇到很大的困难，需要給各国营农場巨大的科学和实际的帮助，它一定能实现。

(羅仁 譯)

南疆的盐渍土及其改良

Г. В. 扎哈里英娜

1958年夏秋期间,有十位苏联专家参加了中国科学院新疆综合考察队的工作。我在土壤改良组工作,土壤改良组由下列成员组成:石元春(组长)、韩炳森、黎立群、李子西、高志林、穆罕默德-吐尔逊、刘文政、翻译凌可予等。该小组是由文振旺同志所领导的土壤组的一部分。我们和中国的土壤学家们一起调查了南疆九个农场土地的土壤改良状况。此外,还通过做断面的方法进行了地域性的路线调查。绘制了一些农场的详细的土壤图,并进行了一些土壤水分物理性质和物理性质的测定(湿度、容重、渗透性、最大田间持水量等)。

在南疆的土被中,盐渍土分布极为广泛。在已经建立农场和将要建立农场的地域同样分布很广,往往占总面积的50%以上。这就使垦荒工作异常复杂化。

盐渍土在南疆土被中分布如此广泛,首先是由于气候极端干旱和四面为高山所包围的内陆低地所决定的。山地本身(特别是由第三纪岩层组成的山地)是盐分的首要来源。盐分不仅随着坡积地表水,而且还随着地下水,往往是承压水从山上进入低的地区。地下水的蒸发促进其蒸发,同时也加强盐分在土壤中的积聚。

南疆的气候条件是强烈大陆性的和极其干旱的。整个区域离海很远,四周为山地所阻隔。根据气象站的资料,这里的降水量每年不超过80毫米,平均为40—50毫米。在个别地区(吐鲁番)一年当中完全没有降水。南疆的蒸发量也特别高,通常是在2000毫米左右。各个地区的年平均温度从8°(焉耆)到15°(塔里木河下游)。最高温度为35—43°,出现在7月(吐鲁番盆地达48°)。最低温度出现在1月,为-27.6°(阿克苏)。晚霜出现在3月底和4月初,在焉耆地区甚至在5月初。早霜一般出现在10月中旬,但有时在9月下旬。无霜期从123天(焉耆)到210天(塔里木河下游),由于几乎没有雪复盖(在12月到2月下雪,但雪量不大),土壤在40—75厘米深度冻结。

在谈到南疆的气候时,不能不估计这种情况:新疆处于很高的地势。譬如,塔里木盆地位于870米(盆地最低部分——罗布泊)到1200米的高程上。高度的影响不能不反映在气候数据上,首先是反映在温度上。位于纬度37°的和闐地区,最高温度很少超过40°。而在苏联的列别拉克和捷尔曼斯地区,纬度相同,但要低1000米,绝对最高温度达到50.2°。这里的最低温度也比和闐地区要高得多,在和闐低温达-20°。在捷尔曼斯地区,最冷的几个月的平均温度为+1.7°,在和闐则为-5.5°。

因此,苏联中亚的热力条件比中国塔里木盆地较适合于栽种喜温作物(其中包括棉

花)。

由于降水量小,蒸发量大,风力强(达到15—18,甚至24米/秒),在4月到6月期间引起易溶性盐分在南疆的土壤中大量积聚。冬季土壤冻结很厚,致使盐分从上部土层向地下水的季节性移动很弱,或完全不移动,这些都促进了盐分在土壤中的积聚。

南疆河流对灌溉不利的水情也同样影响到灌溉地土壤的积盐,不利的水情表现在河流在春季完全缺水。靠冰川融化的洪水只在6—7月开始,春天和秋天河流中水极少。春天,由于水不够,同时,也由于与此有关的盐渍化,使农作物受害极大。棉花田及其他作物由于缺水,往往在一季度内只灌溉1—2次,这就不能不影响到作物的收成。由于秋天缺水,迫使农业干部不得不在夏季最炎热的时间进行洗盐,这是不恰当的:1)因为夏天,由于灌溉,地下水位最靠近地表;2)这个季节蒸发量很大,因此,土壤盐渍化恢复的危险性也最大。

以下所列举的例子证明,盐渍土在焉耆地区和塔里木河中下游流域的分布是何等广泛。中国科学院新疆综合考察队土壤改良组曾在这些地区工作过。焉耆地区四团农场盐土占场地面积50%,胜利六场和八场盐土所占面积不小于50%,在图木舒克农场——65%,在胜利十七场和十九场场地全部分布着盐土。在其他农场,盐渍土数量也很大。与此同时,在南疆的盐土中,盐分贮藏量也很大,要比苏联的盐渍地所含的盐分贮藏量大好几倍(图1)。在南疆广大地区分布着盐壳和结壳¹⁾盐土。无论在中国或在苏联,对开垦这

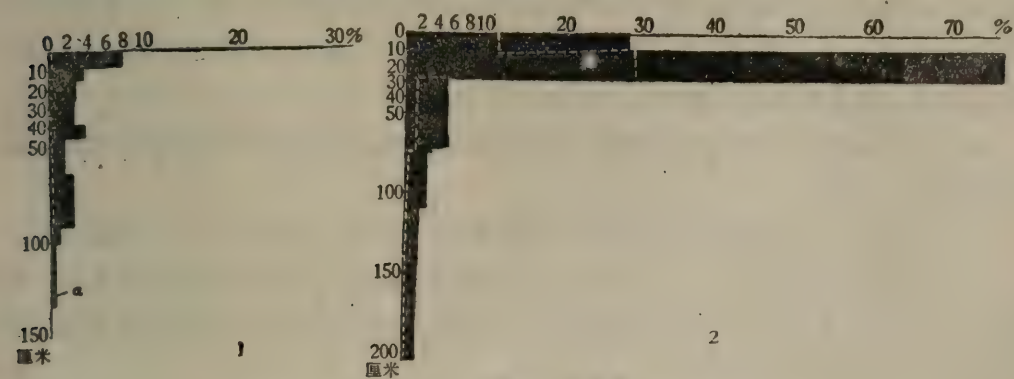


图1 土壤中的含盐量

(1) 阿姆河三角洲; (2) 阿克苏河冲积锥下部。虚线代表氯离子。

种强盐渍地都缺乏经验。同时,应该提出的是,在苏联所进行的盐渍土洗盐,在保证有足够排水渠的情况下,一般也要进行好几年。开垦新疆的强盐渍地是一个极其复杂的任务。因此,这里最好能进行广泛的试验,这些试验使我们有可能对生产作出必要的土壤改良的建议。

我们和中国土壤工作者一起,了解了南疆很大一部分地区的土壤改良情况。

土壤改良小组的工作地区包括:

1) 关于结壳盐土请看“阿克苏河的冲积锥”一段。

- (1) 焉耆盆地(开都河流域)
- (2) 塔里木河和孔雀河的河間地区
- (3) 塔里木河流域(上部和中部)

以下简单談談各地区的土壤改良特征:

(一) 焉耆盆地的特点

地下水靠近地表,天然排水不通暢,人工的排水渠只在一些农場有,而且由于許多原因,沒有达到应有的排水作用。

在博斯騰湖河滩芦苇丛下主要分布有重壤-中壤質的草甸沼泽土。在較高的干三角洲边緣地区,地下水深 > 2 米,长有芨芨草、甘草、稀疏的紅柳丛和猪毛菜,并已經开始盐漬化。这里主要有中壤和重壤質草甸土,往往都是已成荒漠化的盐化草甸土。在很大一部分地区生长有紅柳丛、芦苇、盐穗木,其下发育着結皮盐土和結皮-蓬鬆草甸盐土。最后,在坡积-洪积裙上只看到发育弱的石膏灰棕色土,几乎沒有高等植物生长。

四团农場和土壤改良試驗站位于焉耆盆地北部的开都河及其他河流的冲积錐上。农場利用开都河的水进行灌溉。这里几乎沒有非盐漬化的土壤。主要有不同程度盐漬化的中壤質和重壤質的草甸土和盐土,这些土壤占农場面积的 50% 以上,在 10—20 厘米土层中,往往含有 30% 乃至 50% 的盐分(表 1,土壤改良試驗站的分析)。农場于 1951 年建立,在这段時間內地下水位已大大上升。目前,場内大部分观测井的地下水位,已从原来的 > 4 米上升到 1.5—2 米。在場地的下部(沿坡降),由于排泄不暢和受到黃水沟迴水的影响,排水渠的水向这条河的泛滥地上排,所以水位上升更为显著。

根据初步的資料,这里的盐漬土属于氯化物-硫酸盐类型(見表 1),但也有硫酸盐-氯化物盐漬化的土壤。

令人注意的是,在极强的盐漬化土中,碱度很高,且 Mg 的含量相当多。农場一般在 7、8 月进行洗盐,如果灌水足够,有时在 5、6 月洗盐,也就是說在炎热的季节里洗盐。夏季洗盐后,到次年春季,土壤不进行翻耕,春季就播种小麦。毫无疑问,这种洗盐方法必然会导致极大部分或全部盐漬化的恢复。

总的說来,四团农場的土地开垦条件是困难的,因为場地坡降小,場内大部分地区的地下水位高于临界深度或在临界深度范围内。正是这个原因,盐漬化过程不断进行。在这种条件下,洗盐效果只能保持到不过一年的时间。随后随着土地利用系数的不断增大,不可避免的会导致盐漬化的恢复和总的土壤改良条件的恶化。由于几种原因,現有的排水渠不能降低地下水位。从黃水沟氾濫地来的迴水进入总干排,是主要原因之一。但是,即使消除了这种迴水,下面几个因素仍会影响到該場地的土壤改良情况: 1) 排水渠不够深; 2) 排水渠只一边起作用(排水渠与灌水渠并列); 3) 排水渠的布置不够密; 4) 灌溉网的大量滲漏損耗。

土壤改良小組的調查指出,对本地区必須建立較密的深排水渠网,并与作为补充的浅

表 1 結皮盐土水提液分析資料
(焉耆盆地)

深度 (厘米)	干残余物	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	CO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ + K ⁺ (以差数計)
%								
0—5	47.760	11.459	17.712	0	0.073	0.601	0.564	
5—21	7.655	2.052	3.050	0	0.084	0.274	0.370	
21—44	5.026	0.689	2.128	0	0.060	0.159	0.121	
44—67	1.054	0.150	0.301	0.100	0.112	0.010	0.009	
67—90	—	0.030	0.085	0.067	0.065	0.020	0.013	
90—130	0.135	0.021	0.030	0.003	0.039	0.004	0.002	
130—165	0.118	0.014	0.023	0	0.035	0.006	0.001	
165—200	0.088	0.022	0.024	0	0.037	0.006	0.005	
毫 克 当 量								
0—5		323.15	369.20	0	1.20	29.97	46.37	617.21
5—21		57.86	63.54	0	1.37	13.66	28.75	80.36
21—44		19.43	44.33	0	0.98	7.93	9.97	46.84
44—67		4.23	6.27	3.34	1.83	0.51	0.71	14.45
67—90		0.84	1.75	2.22	1.05	0.01	1.07	3.78
90—130		0.59	0.62	0.09	0.64	0.21	0.12	1.61
130—165		0.39	0.47	0	0.59	0.27	0.06	1.12
165—200		0.62	0.50	0	0.62	0.28	0.40	1.06

排水沟相結合。焉耆土壤改良站的試驗証实,浅排水渠对土壤根系活动层的脫盐是极为有效的。但最重要的是消除排水壅高的原因,即必須把排水渠的水引出耕地以外。在冲洗 3—5 厘米厚的含有大量盐分的結皮盐土时(表 1),最好首先用机械方法把地表上的盐結皮去掉,但不要把盐分洗到較深的土层,而把它堆起来放在預定的地方。

(二) 塔里木-孔雀河河間地区的特征

在某种程度上,可用我們在塔里木一場所进行的調查及与水文地质組在这一地区所做的断面来闡明。这里的土壤是草甸土、荒漠化草甸土和盐土。塔里木一場于 1956 年建立,利用孔雀河的水灌溉。这里尽管排水渠的作用不够好,但盐漬土比焉耆地区的四团农場要少得多(盐斑),这是因为場内大部分地区的地下水較深(4—5 米),土壤質地輕(粉砂質的)。其次,1956 年以前,还受到塔里木河洪水氾濫強烈的冲淡影响。只在最近两年在塔里木河的河漫滩上修筑了堤坝,氾濫水不能进入。作物摆脱了淹沒的危险,氾濫水的淡化作用也就中断了。同时,虽然超河漫滩阶地的地下水已下降,但仍离地表很近(1.5—2 米),地下水強烈的蒸发导致这里土壤的大量盐漬化。目前,在农場这部分地区广泛分布着为害极大的結皮盐土,有些地方完全不长植物。

在炎热的气候条件下,在河漫滩上筑堤的同时,应調节盐分状况。为此,其中可以利用排水渠把地下水位降到临界深度以下,并且保証田地中部分灌溉水的下行水流。不創造这些条件,在地下水位高的情况下,必然会使土壤极快盐漬化,这种現象,我們在塔里木

一場也曾看到。農場中缺少灌溉水,因为这个農場是利用孔雀河水的農場中,位于最下游的一个。由于缺水,甚至常引起作物死亡。对于旱土壤的灌溉次数少,土壤溶液浓度就会增加,直接危害作物的生长。但是,沒有专门的分析却很难說明,究竟作物受哪一种影响最大——盐渍化还是土壤水分缺少,因为两者是紧密联系的(土壤盐渍化越强,土壤中植物可吸收的有效水分越少)。

同时,还应指出,在夏末和秋季期間,孔雀河水的矿化度大大增高(达到5克/升),这一方面是因为水流分散,另一方面主要是因为位于上部的農場把矿化的水排入孔雀河的緣故。塔里木一場也同样把排水渠的水排入該河。正确的排水問題要求南疆各个農場給予重視。必須在大的区域范围内而不是在个别農場的排水計劃中来解决这一問題。

(三) 塔里木河流域

塔里木河是两个地球化学区——右岸和左岸——之間的天然界綫,塔里木河两岸無論在地貌、水文地質及土壤条件方面都有着显著的区别。

塔里木河右岸几乎没有从昆仑山下来的固相和含盐径流物质。即使有少量,显然也是深层地下水携带来的。塔卡拉瑪干沙漠是水流的主要障碍,許多从昆仑山脉流下的山地河流及小河,都在这个沙漠中消失。因此,塔里木右岸的土壤盐渍化极弱,分布地区也比对岸小。

左岸則拥有很大一部分从天山流下的固相和含盐径流物质。这里土壤普遍有盐渍化,而盐土占有很大面积。

以下我們简单地描述一下这两个地球化学区的特征。

塔里木河右岸 有些地方地下水較深(5米以下),在这种情况下水质是弱矿化的(3—5克/升左右),土壤質地极輕,无結構,腐植质貯藏量少(0.3—0.4%)。主要有荒漠化吐加依土,上面生长胡楊和紅柳。在塔里木低阶地上是草甸土。土壤盐渍化比左岸輕,盐渍化属于硫酸盐-氯化物类型,此外,几乎到处都看到有苏打迹象。其原因是,在第一种情况下(在吐加依中),由于有生物积聚;在第二种情况下,由于弱矿化地下水的蒸发。

在盐土和盐土型土壤的10—15—25厘米土层中,含盐量通常不超过1—3%。以下盐分含量一般为百分之零点几(表2)。

由于大部分地区的地下水位深,在开垦这些土壤的头几年,不必修建排水渠。我們觉得,这一地区由于土地利用系数还不算高,地下水位上升的动态将会是慢的。未开垦的面积越大,自然,地下水上升也就越慢,因为地下水有可能向四周溢散。今后,随着国营農場数量的增加,开垦面积的扩大,地下水位上升必然会大大加快。苏联的实践証明,在天然排泄不暢、地下水位深5—8米、土地利用系数为50—60%的地区,在开垦后2—5年需要修建排水渠。因此,在开垦这种地区的土壤时,必須严格地观测地下水位,以便能够预先确定建立排水渠的时间,避免次生盐渍化的威胁。

塔里木河右岸的土壤盐渍化,和整个塔里木河流域地区一样,主要是硫酸盐-氯化物

类型。許多地方,在不只一次洗过盐的田地上,肉眼看到的易溶性盐数量不多,但作物生长极不均一,有些地段作物生长矮小,受到抑制,而在另一些地段则完全不长作物。

表 2 盐土型胡楊林土水提液分析資料
(塔里木河右岸)

深度(厘米)	干 殘 余 物	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻
%				
0—10	2.688	0.625	0.768	0.041
10—23	0.290	0.073	0.112	0.047
23—55	0.270	0.063	0.085	0.068
55—129	0.153	0.021	—	—
129—176	0.133	0.012	—	—
毫 克 当 量				
0—10		17.606	16.000	0.672
10—23		2.056	2.333	0.770
23—55		1.775	1.771	1.115
55—129		0.592	—	—
129—176		0.338	—	—

盐斑达到 30—50 % 以上,有时甚至整块地不出苗。在大多数情况下,在缺苗的地方看到有盐分,以薄結皮状在地表上积聚,有时候在剖面上部有少量出現。这些地段的土壤表层通常有許多裂縫,土壤紧实,滴入酚酞,水提液呈粉紅色。这一切都証明土壤具有一定的(有时候是強的)硷化。正如我們上面所指出的,这与开垦吐加依土有关。吐加依土和森林殘落物通常含有大量生物起源的苏打。大家知道,苏打是一种最有害的盐类。此外,冲洗这些土壤,往往会产生硷化現象,这种現象我們已不止一次看过。在含有苏打或有硷化現象出現的地段,最好使用石膏。施入石膏,深耕和松土(在土壤質地輕的情况下),可以防止苏打或硷化在灌溉和洗盐过程中的有害作用。如果土壤中較深的土层含有石膏,必須通过深耕,加以利用。

塔里木河左岸 塔里木河左岸与右岸区别很大。从地貌上看,这一地区宛如一个大傾斜盆地的边緣,从山上随地下水、河水及洪水流下来的終年水流,在此集中和积聚。地下水离地表近(3—4 米),其相当高的矿化度(5—30 克/升)及溶液沿毛管-膜状上升的极大高度(5—6 米),都会加速土壤的积盐过程。

盐土分布于冲积錐之間的广大地区和河流从天山流出后所形成的錐形地的下部。这里易溶性盐的积聚規模最大。我們的初步計算表明,許多地方的盐土在根系分布层中(80—100 厘米)盐分儲藏量每公頃达 1300—2500 吨。而且,75—80 % 的盐分集中于厚 25—30 厘米的上部土层。由于塔里木河不起排泄作用,同时,根据水文組的資料,其滲漏損耗很大,这样,更加速了地下水上升、蒸发及土壤盐漬化。这里盐漬化属于硫酸盐-氯化物类型。

塔里木左岸可分为三个地区:

- (1) 紧靠塔里木河地区；
- (2) 阿克苏河、叶尔羌河及其他河流的冲积锥地区；
- (3) 洪积裙下部。

現在我們简单地看看以上各区盐渍土分布的情况。

(一) 紧靠塔里木河地区

这一地区盐渍土分布极广。河漫滩阶地盐渍化一般较弱，属于苏打-硫酸盐类型。较高的阶地盐渍化很强，属硫酸盐-氯化物和氯化物-硫酸盐类型。

在我們所調查过的国营胜利八場和九場中，強盐渍化土壤占很大面积。在八場，盐土占总面积一半以上(表 3)，其余的面积是盐渍化的荒漠化草甸土或吐加依土。尽管这些土壤盐渍化程度比盐土要輕，但仍需要进行土壤改良。这里非盐渍化土壤极少。許多地方地下水从原来的 3—4 米上升到 1.5 米。地下水矿化度为 5—30 克/升。洗过盐的田块的地下水，由于盐分被地下水溶解，矿化度还要高。在九場，虽然总的說来，盐渍土的面积比八場少，但分布也很广。这里土壤中含有苏打和硷性的程度較大，特別在除了根的林地土壤中，苏打較多。在許多地方土壤中出現一层相当厚的(有时达到 80—100 厘米)粘土間层。毫无疑问，这层粘土間层必然会影响到这种土壤在洗盐过程中的渗透速度和压盐效果。

表 3 灌木胡楊林下的結皮盐土水提液分析資料
(紧靠塔里木河地区)

深度(厘米)	干残余物	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻
%				
0—10	32.500	17.874	1.794	0.017
10—25	4.500	2.234	0.832	0.025
25—43	3.500	1.706	0.693	0.027
45—57	3.000	1.238	0.739	0.022
57—90	2.468	0.953	0.722	0.021
90—138	1.125	0.623	0.080	0.025
138—160	1.000	0.502	0.091	0.025
毫克当量				
0—10		503.493	37.374	0.279
10—25		62.930	17.333	0.410
25—43		48.056	14.437	0.443
43—57		34.873	15.396	0.361
57—90		26.845	15.941	0.344
90—138		17.549	1.667	0.410
138—160		14.141	1.896	0.410

(二) 阿克苏河、叶尔羌河及其他河流的冲积锥地区

这是土壤盐渍化最重的地区，这里的盐土是結皮盐土(盐結皮厚 3—5 厘米，有时达

10 厘米)和結壳盐土。結壳盐土是这样一种盐土:其盐分儲藏量接近于或相当于結皮盐土。与結皮盐土不同的在于:在南疆的結壳盐土上有植被,虽然植被很稀疏(有少数的紅柳丛、盐穗林、几株芦苇及其他植物)。90% 由盐分組成的极坚硬的盐壳,厚度达 20—30 厘米(表4、5)。但是,往下的含盐量也很大,100—150 厘米深度以上含盐量通常在 1% 以上。在較深的土层中盐分較少。这些土壤的盐分儲藏量很大。耕作层中有时达到 2000 吨/公頃,根系活动层中达到 2500 吨/公頃以上。这种土壤或类似这种土壤在国营胜利六場中約占場地面积的 1/3。这里的盐漬土(不同程度)一般占农場面积 3/4。在 1958 年春天建立的国营胜利十七場和十九場,这类盐土几乎占据全部面积,准备在头三年种植水稻,借以洗盐。今后,棉花是这里的主要作物。上述三个农場場地的地下水深度为 3—4 米,有許多地方还要高。可見,这里的土壤盐漬化和紧靠塔里木河地区一样,是和地下水有密切联系的。地下水矿化度一般为 8—30 克/升。

表 4 結壳盐土水提液分析資料
(阿克苏河冲积錐)

深度(厘米)	干残余物	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻
%				
0—10	28.118	11.565	4.848	0.033
10—28	76.705	28.819	8.758	0.023
28—65	5.161	1.411	1.701	0.038
65—75	5.463	1.273	1.219	0.042
75—110	2.744	0.387	1.225	0.037
110—147	1.770	0.277	0.823	0.031
147—174	1.641	0.233	0.692	0.031
174—206	1.490	0.211	0.862	0.031
毫克当量				
0—10	—	325.774	100.998	0.541
10—28	—	811.802	182.455	0.377
28—65	—	39.746	35.437	0.623
65—75	—	35.859	25.395	0.689
75—110	—	10.901	25.520	0.607
110—147	—	7.803	17.146	0.508
147—174	—	6.563	14.416	0.508
174—206	—	5.944	17.958	0.508

位于阿克苏河冲积錐中部的国营胜利五場,盐漬土較少,但是,这里相当一部分作物都因受到原生和次生的盐漬化而死亡。1957 年秋季洗盐后,地下水位曾在 3 米,目前地下水深 1.5—2.2 米。在場内部分地区的灌溉渠旁建立小排水网(深 1.2—2.2 米)。沒有总干排,但正在修建,建成后使水排到灌溉渠的下部。由此可見,这里和其他农場一样,开垦土地(洗盐和播种灌溉农作物),是在排水渠建立之前进行的。

尽管国营胜利七場地区的坡降較大,但由于缺乏排水渠洗盐,引起地下水急剧上升,

表5 結壳盐土水提液分析資料
(阿克苏河冲积錐)

深度(厘米)	干残余物	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	HCO ₃ ⁻
%				
0—21	93.300	—	7.613	0.017
21—51	4.695	1.258	1.292	0.031
51—78	4.073	1.456	1.077	0.038
78—106	3.290	0.716	1.088	0.037
106—121	2.810	0.641	0.363	0.035
121—170	1.580	0.418	0.408	0.031
毫克当量				
0—21	—	—	158.602	0.279
21—51	—	35.437	26.916	0.508
51—78	—	41.014	22.437	0.623
78—106	—	20.169	22.666	0.607
106—121	—	18.056	7.562	0.574
121—170	—	11.775	8.500	0.508

甚至淹没房屋。这里已接受了这个沉痛的教训,已经建立并正在建立排水渠。

位于叶尔羌河冲积平原北部即巴楚县西北75公里的国营土木休克农场,其位置(地域的)有点特殊,然而,在盐渍化方面,这里情况和一般情况一样,场内65%的土地是盐渍土(1米深土层内含盐量>1%),需要进行复杂的改良。土壤改良试验站的试验地几乎全是结皮盐土和结壳盐土。大量盐分主要集中于剖面上部(图2)。耕作层中的含盐量往往达30—40%以上,地下水深2—6米,其矿化度平均为5—7克/升,很少超过13克/升。

这里没有排水渠,虽然土地开垦照例从洗盐开始,无论是农场或试验站,洗盐都是在土地平正后立刻进行,没有经过翻耕。

(三) 洪积裙下部

如果说,上述塔里木河左岸地区的土壤盐渍化是由于地下水的蒸发而产生的,那么,这里的盐渍化是从山上流下来的临时细流和水流所引起的。可见,这里的盐渍化是活性的、现代的,而不是残余的。这一点,我们可以根据国营胜利一场上部地区原来深达7—9米的地下水位来断定,也许正是因为这个原因,即在开垦初期地下水位很深,国营胜利一场没有设置排水渠。灌溉引起地下水急剧上升,特别在农场下部,地下水的矿化度也随之增高,有时达到100克/升。这是由于盐分从土壤中进入地下水引起的。地下水矿化度平均为30—60克/升。

场地上部有好地,而在下部,地下水已上升到接近地表,分布有大片盐分储藏量极大的盐土。由于盐渍化,而且大部分是次生盐渍化,田间可看到许多盐斑,这就大大降低了产量。有这样的情况:有个别地段收割时连种子也收不回来。

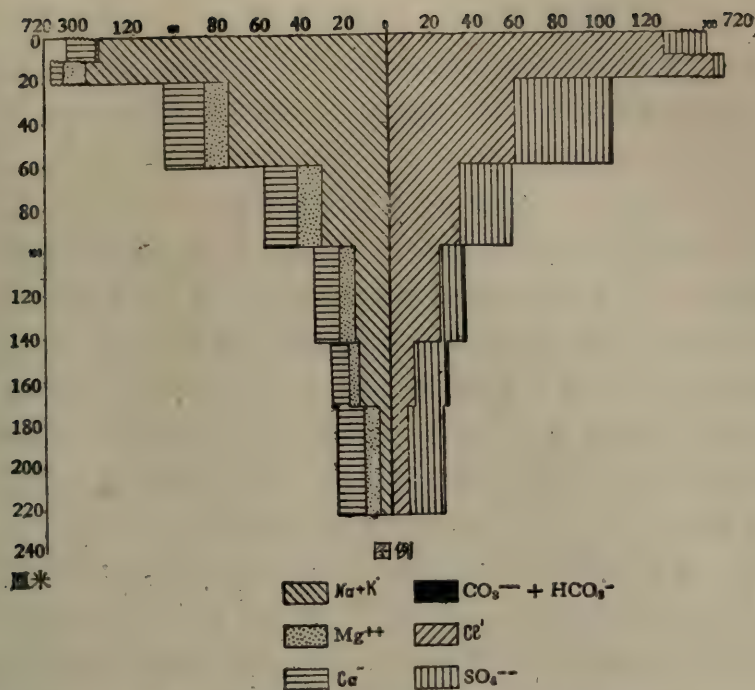


图 2 1001 号剖面之含盐量,新疆土木休克农场
(1958 年 5 月,洗过盐的田地)

这里,也和其他农场一样,没有经过初步的土地处理就进行洗盐。毫无疑问,这就大大加速了地下水上升,同时,还浪费了大量的水。自然,洗盐效果也不高。

目前,由于地下水已上升到 2—3 米,由于出现了次生盐渍化,农场上部已开始修建排水渠。排水渠间隔 1 公里,并与灌水渠平行并列。这样,排水渠只能在一小部分灌溉地上起排水作用,因为它只能排一边的水,同时,淡水从灌溉渠渗漏到另一边(白白损耗掉)。如果排水渠从农场下部地区开始修建,并且首先修建总干排,使排水有出路,会更合适些。此外,排水渠应建立在地形较低的地方,并设在灌溉渠之间,而不应在灌溉渠旁并列。

我们的调查说明,塔里木河左岸的开垦地几乎普遍与地下水有联系。在开垦盐渍土时(这种土壤在塔里木河左岸有广泛分布),不能不考虑到这种情况。目前,这里在没有修建排水渠的情况下开始大力开垦盐渍土,这会引起什么后果呢?如果在古时,有较多的土地未被开垦(土地利用系数为 20—30%),农民采用所谓“撩荒耕作法”,利用部分土地作“干排水渠”,这样就可以不修排水渠,进行土地开垦。在土地利用系数高的情况下,这一方法已不适用。在开垦盐渍土或趋向于盐渍化的土壤时,土地利用系数的加大,修建排水渠就成为必不可少的了。在水流不够通畅的条件下,不修排水渠进行洗盐,只会引起土壤改良条件恶化和扩大盐渍土面积。在塔里木河左岸,不用排水渠冲洗大面积的盐渍土,用大的洗盐定额,在现有的地下水深度下,已经引起地下水位相当迅速地稳定地上升,加速地下水蒸发和土壤盐渍化的恢复。其实,在土壤和地下水系中,盐分数量并没有变化,只不过盐分重新分配了而已。最初被洗盐水带到地下水中,然后,以毛管或毛管-膜状溶液形

态,再回到土壤中。在土壤盐渍化强而地下水流动不畅的条件下,单靠农作技术措施来降低地下水位或保持在开垦前原来的深度,是不可能的。因此,在塔里木河左岸,修建排水渠是一个首要的迫不及待的任务。时间拖得越长,这里盐渍土开垦的任务,将越复杂。

关于盐渍土改良的几个问题

在改良盐土和盐土型土壤时,必须考虑它们的组成和与地下水的关系。

为了确定洗盐时间,和在某种程度上确定洗盐定额,必须了解盐渍土质的组成。

譬如,冲洗硫酸盐或氯化物-硫酸盐盐渍化类型的土壤,必须在温和的初秋进行。因为这一时期硫酸钠的溶解度比在寒冷的时间要高。因此,在温和的时间冲洗这种盐土所需要的水要少得多。硫酸盐-氯化物盐土或氯化物盐土,必须在深秋洗盐,这时蒸发量最小,地下水位也最深。根据与地下水的关系,盐渍土应分为两组:第一组是活性的或现代的盐土和盐土型土,这些土壤由于毛管-膜状溶液上升(地下水深3—6米,有时还要深)与地下水有联系。洪积盐渍化盐土属于这组土壤;第二组是残余的或“干”的盐土和盐土型土。它们与地下水没有联系。地下水位一般在6—7米。在开垦初期,可以不用排水渠进行洗盐(例如塔里木河右岸),但是,正如我们已说过的,必须在以后修建排水渠。在改良现代的,即与地下水有联系的盐土和盐土型土时(塔里木河左岸大部分是这些土壤),洗盐必须在有完整的深排水网条件下进行。苏联土壤改良实践证明,排水渠的深度应为3米左右,总干排深度要达4—4.5米。对质地中等的土壤来说,在正确的排水渠设置情况下(即不与灌溉渠并列,而在灌溉渠之间),排水渠间距为400米。质地重的土壤排水渠间距应减为200米¹⁾,而且固定排水渠最好与临时排水渠相结合,临时排水渠对开垦强盐渍地开始时期特别有利。

关于总干排(集水渠)

正如我们已指出的,在塔里木河流域,在开垦盐渍土的同时几乎都没有建立排水渠。在已开始建立排水渠的地区,每个农场都是单独只为自己解决这些问题,因此,排水沟中含盐的水排向何处的問題,没有解决。应该较广泛的,不只限于某个农场,而是在整个地域总的排水统一计划下,解决这些问题(即包括各个农场的土地及与其邻接的非灌溉地)。应当把开都河流域、塔里木河河岸、阿克苏三角洲及其他地貌区已经建立和今后将要建立的农场,全盘的看作是一个整体系统,预先为各地区修建一些总的大的排干渠,把水排到适当地方,这样既不会引起整个地域土壤改良条件恶化,而且在土地利用系数高的情况下,又能调节整个地域的,而不是个别农场的水分-盐分状况。当然,这个问题是极其复杂的,要解决这一问题,必须进行水文地质、地貌等补充调查。

1) 所列举的排水渠间距需要通过试验加以证实。

关于結壳盐土和結皮盐土的開垦問題

不考虑整个自然和經營的綜合条件,就不应该把土地分配給农場。然而,在許多情况下(如十七場、十九場、六場等),在設置农場时对土壤条件和水文地质条件考虑得不够。上面已提到,在上述的农場中,特别是前两个农場,几乎整个場地都被所謂結壳盐土所占据,这种盐土含盐量极大,地下水深3—4米。这种土壤在盐分儲藏量方面与盐岩极为相似,而且主要集中于上部土层。一般在0—20(30)厘米土层内含盐50—70%,甚至到90%,也就是說,实质上这种盐壳只混有极少量的細土。在这种土壤之上,可看到有个别的紅柳丛和一些盐生植物。

依我們的看法,这些土地暂时不宜用于农业生产,而适宜于开采化学工业、食品工业以及其他工业的原料。我們认为,目前開垦根系活动层中含盐量大于3—5%(>400—700吨/公頃),地下水高于5米的結皮盐土,也是不适宜的。在非常必需的情况下,我們认为可以小面积的開垦这些土地,并首先要用机械或用手工具把地表的盐結皮去掉。由于气候干燥,可把盐堆在不利用的地上,保持很长时间,不会引起四周地区盐漬化。这一方法,我們早在焉耆地区就建議过,那里土壤中盐分儲藏量很小。而这里,在塔里木河上游和中游地区,盐分儲藏量80%积聚于耕作层,把这些盐分冲洗到較深的土层,繼而洗入地下水,是不适宜的。这要用大量洗盐水,特别是大面积洗盐时,必然会引起地下水急剧上升,強烈蒸发,土壤盐漬化更盛,也就是說,会导致整个地域土壤改良条件恶化。

关于排水建筑物的功能問題

在大多数情况下,土壤盐漬化是与地下水有关的。要获得稳定的产量,利用排水渠只使根系活动层脫盐(易溶性盐达0.3—0.4%)是不够的。这一脫盐程度仅是土壤改良的最初阶段,一般在2—3年時間內用大定額水冲洗盐土或用种植水稻与洗盐相結合的方法,就能达到这一程度。在这期間,盐漬土恢复的危险性仍然存在。因此,不应该停留在这一阶段上。为了彻底改善整个地域的土壤改良条件,必須在含水层上部形成一层淡地下水层(A. H. 柯斯察諾夫)。这是完全必要的。要做到这一点,排水系統必須长时期地工作,并在正确的灌溉制度下进行洗盐。苏联的莫干試驗站和佐洛托奥尔金試驗站花了将近20年的时间,才做到这一点。目前,这里的农作物大部分利用高水位的淡地下水,这就可以降低灌水定額和灌水次数。但是,排水系統仍周期性的繼續工作,使地下水保持在最适宜于对作物根系毛管补給的一定深度,以保持地下水流动来完成所謂“盐通气”的功能。

关于灌溉水滲漏及其他損耗問題

在開垦盐漬土时,必須采取一切措施把地下水位降低到临界深度之下。

除了洗盐外,从灌溉渠网中經常性的滲漏是对地下水补給及其上升的特別有力的因素。

土壤改良組在塔里木河流域的觀察表明，大干渠对地下水位的影响范围达到1公里（一边）。在离渠道300米的范围内，地下水上升最剧烈。較小的渠道（支渠和斗渠）也使150—50米范围内的地下水位升高。为了防止这些損耗，挖渠道时，必須預先在渠道上做一些简单的护面。例如，当地条件允許，可給渠道的底面及边坡砌上卵石护面，并淤上河泥（淤泥）。經驗表明，这种简单而又較廉价的护面甚至可以把渠道的滲漏降低好几倍。

必須停止把灌溉水放入排水渠內（有时排水渠是为这一目的而修建的），不然会引起下列情况：

（1）白白浪费大量的淡水；

（2）甚至局部装满水的排水渠，其效果大大变坏或完全不起排水作用。同时，也不应该把水稻田的水放入排水渠內，最好再次用来冲洗盐漬土。

为了节省灌溉水，同时，为了避免地下水不必要的上升，应建議重复利用弱度和中度矿化的排出水（10克/升以下），用抽水机从总干排抽出来冲洗盐漬土。最后一次冲洗則用淡水。

关于排水渠的設置問題

我們已不止一次提到过，排水渠并列和平行于灌溉渠是不行的，不能达到应有的效果。这些排水渠只能排一边的水，这对大的灌溉田来講是不够的。这样，田地的一部分（有时候是很大一部分）沒有受到排水渠的影响。而排水渠的另一边，則容納从灌溉渠滲漏出来的淡水，这样，淡水未被农作物利用就損耗掉。正如上面已指出，排水渠装满了水后作用要大大变坏。最合理的渠道設置是将灌溉渠設在排水渠之間，而排水渠最好設置在低的地形部位上。在这种排水渠的設置下，从地形上占控制地位的灌溉渠滲出的水，將把矿化的地下水赶入排水渠，并逐漸代替它。

关于洗盐問題

經常有这种情况：用过多的水洗盐，效率不够高。这不仅因为沒有排水渠，同时，也往往因为在技术上沒有正确的进行洗盐。

田地往往不够平整，洗盐前平整后照例不进行深耕、耙地和用耢子或用輕鎮压器来平整地面，洗盐格田有时太大（5—6—10亩），洗盐期限很随便，不考虑盐分的化学組成，洗盐后又沒有經常耙地。此外，洗盐前后沒有进行分析，只凭肉眼鑑定洗盐效果。由于洗盐前沒有进行精耕土地，从而过多地浪费了水（这是最不好的），并且导致洗盐工作不好或完全沒有把盐洗掉。这点，特別表现在下陷土上（国营胜利第九場、第十場等）和除了根的林地上，因为在这些地上往往有很多裂縫，水沿着这些裂縫白白流掉，而盐分仍留在土壤內。洗盐前正确的处理土壤，洗盐后及时松土，在有排水渠的情况下，毫无疑问，开垦盐漬土将会获得更好的效果，为了鑑定洗盐效果，当然必須在洗盐前后进行最简单的土壤分析。

关于田地上的盐斑問題

必須指出,田地上盐斑的形成在大部分情况下是由于土壤盐漬化或硷化所引起的,但也可能有其他原因,例如因平整土地質量不高造成起伏不平的小地形,农业技术上的缺点等等。

平整土地是土壤改良最重要的措施之一,不采取这一措施,要想开垦盐漬土是不可能的。同时,还必须了解,平整土地不仅要使地表变得平坦,而且还要使土地耕作层中土壤質的組成均匀。在坡度小的地区(小于0.001),平整地表更要細致。因为在这种情况下,小地形稍有不平都会影响和引起土壤湿度不均匀,白白浪費了水及收获量不均一。比四周高出10—20厘米的小高地,无论在洗盐时或在生长期間灌溉时,經常不能被足够的水淹盖或完全不被淹盖。这些高出的地段,面积有时相当大,特別需要灌水。必須先用土埂把它們围起来,而后放水冲洗。实际上对这些地段完全停止灌水,它們就会起“灯蕊”作用,盐漬化越来越強,最后变成恶劣的盐土。这些高地段面积在一个夏天就大大扩大。自然,这里的幼苗(我們經常看到)都因盐漬化,同时,也因为灌溉条件不良,造成干旱而死亡。小高地形的地下水一般盐漬化也較強。

与四周比較,小低地形的土壤較重,因为最小的土粒被水帶到这里来。这样,就引起土壤渗透性能恶化,从而使水繼續在低地上积聚,以至破坏土壤正常的通气、微生物作用、化学作用及其他作用。致使幼年植物死亡,成年作物受害。

这些农业技术上的缺点,如对土壤的耕作修整粗放(土壤成块状,盐結皮搞得不够碎)和平整土壤上部耕作层时分配得不够均匀,在很多地方出現有下部不肥沃的土层——所有这些,都是田地出苗不均一和产量低的原因。不得不使我們相信,造成田地出苗不均一的上述原因往往是同时存在的。在許多农場(位于过去为吐加依的土地上)准备洗盐的田块上,地表往往呈現出苗不均一的图景;在灰棕浅白底色的土地上,呈現出鮮明的浅黄褐色斑块(苏打含量高),这些斑块是胡楊或紅柳在除根后遺留下来的。土壤地表的平坦程度也常远非理想。可以預言,在这些田块上作物播种情况将极不均一,結果必然降低产量。

我們在南疆的工作是在极有限的时间內在广大的地域上进行的。野外調查所收集到的資料,大部分需要整理。因此,我們的論述是不够完整的。一些土壤改良建議应看作是初步的。在阿克苏地区組織起来的排水試驗地,毫无疑問,将会带来很大的收益,并有可能对今后的生产提出更正确的建議。

(凌可予 譯)

塔里木盆地北部鹽分的积聚規律 和鹽漬土的利用改良問題

石 元 春

塔里木盆地的北部也可以叫作天山南麓的山前平原，是新疆维吾尔自治区当前垦殖工作的重要基地。这里盐渍土分布极广，含盐很重。因此，进一步認識該区盐渍土的形成及其改良利用問題对当前的盐渍土的垦殖具有重要意义。

一、鹽漬土生成的自然条件和鹽渍土的一般特征、

塔里木盆地位于亚洲的腹地，四面又为高山所阻，海洋气流的影响已十分微弱。因此，表现出极端干旱的荒漠性气候特征。这里的降水量极少，最多也不超过 70 毫米(見表 1)。相反地，蒸发量极大，約相当于降水量的 30—62 倍。此外，气温高，无霜期长和空气的相对湿度低也是这种荒漠性气候的重要特征。

表 1 天山南麓山前平原的主要气候特征

地 区	平均温度%		年降水量 (毫米)	年总蒸发量 (毫米)	年总蒸发量 年降水量	7 月份前 平均相对 湿度%	无霜期 (天)	观察年限
	年	7 月						
焉 耆	5.8	18.5	63.6	1,919.2	30.1	52	165	1952—1956
噶尔勒	10.3	27.6	49.5	2,783.1	56.2	31	219	1955—1956
喀 車	11.3	26.9	68.2	2,833.4	41.5	34	256	1951—1956
阿克苏	9.7	25.3	37.5	2,323.0	61.9	44	184	1954—1956
巴 楚	11.4	26.8	46.9	2,205.7	47.0	34	229	1954—1956

极端干旱的荒漠性气候，是使得盆地中的水分強烈地被蒸发，盐分大量在土壤和地下水中积聚的重要因素。

其次，盆地中盐分的补給来源十分丰富。原生的火成岩或岩浆岩是盐分的最終来源。盆地风化过程中解放出的各种化学元素，按照地球化学的規律而轉移和积聚。难溶的盐类都在山区和近山的洪积冲积扇上部停积下来，易溶的盐类，則随地表和地下水流被帶到盆地中来，如以东部的孔雀河为例，每年由河水攜入盆地的易溶盐量就可达 30 万吨。

天山南麓前山一带的白堊紀和第三紀含盐地层也是盆地中盐分的重要补給来源。自阳霞以西，这种含盐地层断續相接，連綿千余公里。这些地层中，有的含盐量很高。吐司阿瓦提河出口处的盐山，大部为含盐 90% 以上的岩盐組成。每当暴雨和山洪暴发之际，盐分即随水流大量注入盆地。巴楚地区的馬札山一带，盐山罗列，大大影响了突来买提河

(叶尔羌河一支流)河水的含盐量。枯水期,河水含盐量已达 4 克/升,当第一次洪水到来时,河水含盐量可骤增到 8 克/升。

地形条件也是促使盆地中强烈积盐的重要因素之一。

塔里木盆地为一闭塞的内陆洼地,河水无法外流入海,因此,区域的水量平衡主要依靠地面的蒸发作用来调剂。从原生岩和次生岩中所带入的全部盐分都被保留在盆地中。

来自天山的水流,在出口以后,大量渗入砾质的洪积冲积扇,成为地下水流,自北向南移动。随着地形坡度减缓,组成物质变细,地下水位也逐渐抬高和流动不畅。此外,由于受到横贯东西的塔里木河的阻截,北来的地下水流即不能顺畅流入盆地中心而发生涌高现象。这都使得广大的山前平原上,保持着较高的地下水位。因此,地貌条件也保证了地下水接近地面,从而,大大加速了地下水的蒸发和盐分的积聚。

地形、气候和丰富的盐分来源是造成盆地北部广泛地进行强烈积盐过程的最主要因素。

在盐渍土形成的这些因素的影响下,这里的盐渍土及其积盐过程具有它独到的特征。

第一,是盐渍土的普遍性。盐渍土分布的普遍,已致于使我们除了在砾质洪积冲积扇和少数古老的绿洲以外,很难找到非盐渍化的土壤。

第二,是盐渍化的程度极重。除了在少数几条较大的河流的冲积平原和三角洲上有部分盐渍化程度较轻的土壤以外,广大的山前平原上都是含盐极重的盐土。盐土表层含盐量一般都有 20—50%,多者达 80% 以上。我们在阿克苏河三角洲下部见到有近一米厚的盐聚积层,含盐量达 70%。那么每公顷的盐分贮藏量就有 5,000 吨以上。含盐量这样重的盐土,在世界上其他地区也是十分罕见的。

第三,是盐渍土的表聚性和结壳性。在地下水位普遍较高和蒸发量极为强烈的情况下,盐分大量集中于表层,表层以下,盐分即迅速减少。地表 30 厘米以内的盐分贮藏量往往可占 1 米内盐分贮藏量的 60—90%。

积聚于土壤上层的盐分在地表形成厚约 5—20 厘米的坚硬的盐壳。这种盐壳的形成是和大量的 NaCl 以及在气候极端干燥的情况下,一部分含结晶水的石膏脱水为无水石膏有关的。

第四,是盐渍土的活跃性。地貌及水文网的特点。使得广大山前平原上,地下水位普遍较高。地下水中的盐分仍不断地向土壤中转移,进行着现代的积盐过程。

最后,从盐分的组成来看,以 Cl 和 $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 类型的盐渍土为主,阳离子中除有大量的 Na 以外, Mg 的含量较 Ca 为多。盐渍土中 NaCl 和 MgCl_2 的大量积聚也充分反映了极端荒漠性气候条件下,内陆盆地的积盐特征。

二、鹽分在土壤和地下水中积聚的规律

在极端干旱和蒸发量强烈的气候条件下,盐分的积聚主要是通过地面及地下水的蒸发而进行的。因此,在不同的水文和水文地质条件下,盐分积聚的量和质上也极不相同。

水文和水文地质状况往往又是随着地貌部位的不同而相应地发生变化的。所以,在各个不同地貌部位上,我們可以見到相应不同的积盐特征。

此外,盐分来源和沉积物性质的不同,以及一年内罕有的一两次暴雨也在不同程度上影响着盐分的积聚。但是,所有这些影响因素都服从于各个地貌部位上盐分积聚的一般规律性。

以下分别叙述各个地貌部位上盐分积聚的特征。

(一) 前山带含盐地层的坡积盐化过程

前山带含盐地层附近,坡积盐化现象十分普遍。每当暴雨之际,暂时的地表逕流将含盐地层的风化物搬运到山坡的凹处和山前一带形成倾斜平原,随着这些细小水流的下渗和重新被蒸发,盐分也就在这些坡积物中聚积起来。由于降水量很小,所以坡积盐化所涉及的范围也很有限。一般都只是在含盐地层附近成一片一片地,或是沿着含盐地层成条带状分布。从拜城至阿克苏之间的前山一带触目皆是。

坡积盐化是荒漠地区所特有的一种积盐类型。它发生在有着含盐地层而气候又十分干旱的条件之下。它的积盐过程主要是由于细小的和暂时性的地表径流所引起,和地下径流无关。

由于坡积物质较粗(一般以细砾粗砂为主),稠密的细小水流所引起的下渗作用和土内的蒸发,使得盐分在表层以下大量积聚,整个剖面中盐分的含量比较一致。这就和借助于地下水的蒸发而发生的盐渍化的特征(盐分大量集中于表层)有着显著不同(见表2)。

坡积盐化的盐分组成直接受到含盐地层的盐分组成的影响。但是,土壤上层往往以 SO_4 为主,这和质地粗,下渗作用和土内蒸发较强有关。

表2 坡积盐化的盐分组成

深度 (厘米)	干残余物 (%)	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na + K	pH
山坡上的坡积物									
0—20	1.6100	0	0.0108 0.1770	0.1757 4.9493	0.6600 13.7499	0.2082 10.4118	0.0475 3.9044	0.1049 4.5600	7.3
山坡下的强盐化荒漠土									
0—2.5	1.8475	0	0.0187 0.3065	0.2866 8.0740	0.6334 13.1958	0.1619 8.0950	0.0160 1.8158	——	7.5
2.5—13	2.2225	0	0.0136 0.2230	0.4829 13.6900	0.8492 17.6916	0.1699 8.4950	0.0180 1.4800	——	7.6
13—19	2.5325	0	0.0131 0.2148	0.5975 16.8300	0.7254 15.1127	0.1623 8.1150	0.0110 0.9046	——	7.5
19—37	3.3675	0	0.0136 0.2230	1.0665 30.0000	0.9227 19.2229	0.1714 8.5700	0.0061 0.5016	——	7.5
37—62	1.3625	0	0.0126 0.2066	0.0295 0.8310	0.6196 12.9083	0.1495 7.4750	0.0120 0.9868	——	7.6
62—75	1.4500	0	0.0140 0.2295	0.0903 2.5440	0.6633 13.8187	0.1586 7.9300	0.0064 0.5263	——	7.4

(二) 山麓洪积冲积扇的积盐过程

河流在出山口以后,将所携带的大量物质堆积于山麓平原,形成锥形的洪积冲积扇。扇形地的上部全为砾石组成,坡度很大。河水在流过这里时,大量渗漏,转为地下径流。地下水深度一般都超过 10 米。由于沉积物质粗,透水性好,河水矿化度低,地下水位深,所以这里没有进行盐渍化过程。在年青的沉积物质中有时可以发现少量的石膏。

洪积冲积扇下部的坡度减缓,沉积物质愈来愈细,砂质和壤土逐渐取代了砾石。随着组成物质的变细,地下水的流速减慢了,坡降也变缓了。但是,由于上面的水流仍然不断地流来和水层的静水压力的加大,使得这里的地下水发生涌高现象和逐渐接近地面。盐分也就开始在地下水和土壤中积聚。

在这里盐分积聚的特征,首先是自上而下(即自北而南),积盐量逐渐增加,积盐类型也有规律地相互演替。这里的地下水一方面开始通过毛管作用上升到地面被蒸发,一方面由于流速的减缓,使得有较多的时间去溶解蓄水池中的盐分。因此,愈往下地下水矿化度愈增加,矿化类型也随之而改变。从洪积冲积扇的下部开始一直到扇缘一带,地下水矿化度由 1 克/升左右逐渐增长至 20 克/升以上。矿化类型的更替是 $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ 型 \rightarrow $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ 型 \rightarrow $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 型。

在洪积冲积扇下部由砾质开始转为土质的地区,由于质地轻,地下水水质较好,且时常还可以受到地面洪水和侧流的影响。所以这里土壤的盐渍化程度较轻,为 Cl-SO_4 的盐化扇缘草甸土。往下地势稍低的地方,地下水在 3 米左右,矿化度增加到 1—3 克/升,土壤表面进行了比较强烈的积盐,发育成为 Cl-SO_4 的结皮盐土¹⁾。再下,地下水位在 2 米左右出现,矿化度增长到 10 克/升以上,其上发育成含盐很重的结壳盐土。积盐类型已不同于上面的 Cl-SO_4 结皮盐土,而是 $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 类型。这里除了耐盐力很强的盐琐琐以外,其他植物多已不能生长。至扇缘一带,地势低洼,地下水更加接近地表,有的已成泉水露头。矿化度普遍升高到 20 克/升以上。这里发育了大片的 $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 潮湿盐土,表层 $\text{Ca} + \text{Mg}$ 和 $\text{Na} + \text{K}$ 的比值接近于 1,其中尤以 Mg 的含量为高。由于较多的 MgCl_2 和 CaCl_2 ,使得整个剖面都显得十分湿润。

洪水对洪积冲积扇下部的影响也增加了这里积盐过程的复杂性。季节性洪水往往使扇形地下部的低地上发生暂时的脱盐过程。由此也引起暂时的地下水位升高,矿化度增加,以及矿化类型的改变。

根据以上所述,洪积冲积扇下部的积盐特征可以概括为以下四点:

第一,随着组成物质的逐渐变细和地下水位逐渐接近地面,扇形地下部的积盐过程自上而下有规律的变化和更替着。

第二,扇形地的下部正处于 Cl-SO_4 积盐类型和 $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 积盐类型的过渡地带。靠

1) 薄者称结皮(< 3 厘米)厚者称结壳(> 3 厘米)以后均同此意。

表3 山麓洪积冲积扇下部的土壤中盐分的组成(札木台区)

深度(厘米)	干残余物(%)	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Cl/SO ₄
强盐土化草甸土						
0—33	2.478	0	$\frac{0.025}{0.4100}$	$\frac{1.033}{29.0946}$	$\frac{0.4525}{9.4256}$	3.09
33—73	0.763	0	0	$\frac{0.2025}{5.7042}$	$\frac{0.260}{5.4128}$	1.67
73—93	2.081	0	$\frac{0.029}{0.4756}$	$\frac{0.507}{14.2817}$	$\frac{0.735}{15.3101}$	0.93
120—142	2.394	0	$\frac{0.190}{3.1160}$	$\frac{0.343}{9.6620}$	$\frac{1.095}{22.8089}$	0.42
142—188	1.086	0	$\frac{0.018}{0.2952}$	$\frac{0.206}{5.8028}$	$\frac{0.440}{9.1652}$	0.63
Cl-SO ₄ 结皮草甸盐土(2—062)						
0—23	7.050	0	$\frac{0.1125}{1.8450}$	$\frac{1.5625}{44.0141}$	$\frac{2.635}{54.8871}$	0.80
23—53		0	$\frac{0.058}{0.9512}$	$\frac{0.150}{4.2254}$	$\frac{0.400}{8.3320}$	0.51
53—96		0	$\frac{0.536}{8.7904}$	$\frac{0.1405}{3.6761}$	$\frac{0.0275}{0.5728}$	6.42
96—100		0	$\frac{0.040}{0.6560}$	$\frac{0.0475}{1.3380}$	$\frac{0.0450}{0.9374}$	1.43
SO ₄ -Cl 结壳盐土(3—078)						
0—27	16.188	0	$\frac{0.0048}{0.0787}$	$\frac{8.4225}{237.2534}$	$\frac{1.385}{28.8496}$	8.2
27—65	0.289	0	$\frac{0.0215}{0.2526}$	$\frac{0.131}{3.6901}$	$\frac{0.040}{0.6249}$	5.91
SO ₄ -Cl 潮湿盐土(3—02)						
0—20	18.804	0	$\frac{0.0245}{0.4018}$	$\frac{7.765}{218.7323}$	$\frac{3.615}{75.3005}$	2.91
20—40	5.844	0	$\frac{0.0180}{0.2952}$	$\frac{2.350}{66.1972}$	$\frac{1.180}{24.5794}$	2.69
40—112	2.2542	0	$\frac{0.0130}{0.2132}$	$\frac{1.0025}{28.2394}$	$\frac{0.355}{7.3947}$	3.82
112—130	1.1487	0	$\frac{0.0165}{0.2706}$	$\frac{0.5675}{15.9859}$	$\frac{0.120}{2.4006}$	6.64
130—160	—	0	$\frac{0.0135}{0.2214}$	$\frac{0.3375}{9.5070}$	$\frac{0.070}{1.4581}$	6.52

近上部为 Cl-SO₄ 积盐类型,靠近下部为 SO₄-Cl 积盐类型。

第三,土壤和地下水中积盐量和积盐类型上是相符合的。

第四,扇缘一带有大面积的潮湿盐土分布, MgCl₂ 和 CaCl₂ 在这里的结聚量显著增加。

(三) 山麓洪积冲积平原上的积盐过程

天山南麓的洪积冲积平原实际上是由无数个三角洲的下部所组成。这里地势已经

十分平緩,微向南傾斜。來至天山的河水,到此即逐漸減小,而後完全散失。河槽已經變得很淺很小,洪水到來時,即在廣闊的洪積沖積平原上四處漫溢,最後被完全曬干和蒸發,這裡的地形十分平坦,地表積有一層雪白色或灰色的鹽殼,遠看上去,整個地面好像一片銀海一般,頗為壯觀。稀疏零星的紅柳包點綴其間,如海中孤島。

這裡的另一個特點是沉積物質愈來愈細,上部以粘土和壤土交互成層,下部往往有厚達1米餘的紅色粘土。地下水在這裡幾乎近於停滯,大量溶解蓄水層中的鹽分和被蒸發而礦化度很高。一般都在20—40克/升,多者達80克/升以上。從圖1中可以清楚地看出NaCl在地下水中始終占著絕對優勢,隨著礦化度的增加,Cl和Na并駕齊驅地成直線上升。相反地,其他離子的含量一直很低,上升得很緩慢(見圖1)。鹽分在地下水中積聚的這種特征,其他地區是沒有的。

由於高礦化度地下水接近地面,使得洪積沖積平原上的土壤中进行著強烈的積鹽過程。除了大片的砂丘以外,幾乎全部都是含鹽極重的結殼鹽土,表層的含鹽量多在40%以上。鹽分組成中以NaCl占絕對優勢,Na+K的當量數值遠遠超過Ca+Mg。此外,蘇打在表層的含量也較多,一般都在0.005—0.02%之間,因此,這裡的土壤上層不僅有大量的NaCl積聚,且總鹼度也很高。在易溶鹽聚積層以下還有著較多的石膏成晶簇狀的新生體出現。

土壤中的積鹽量和氯化物在鹽分組成中的比重也是由北向南逐漸變化的,洪積沖積平原上部的結殼鹽土的表層30厘米的含鹽量一般在15%左右,結殼厚度為5—10厘米,Cl/SO₄之當量比值為10—15。平原下部的結殼鹽土的表層30厘米的含鹽量達30—60%,結殼厚度一般為15—25厘米,Cl/SO₄的當量比值為20—25,高者達30以上。

以上只是敘述了山麓洪積沖積平原上鹽分積聚的一般特征。阿克蘇河以東和以西的洪積沖積平原上由於水文和水文地質條件不盡相同,故鹽分的聚積亦有所差異。阿克蘇河以東的洪積沖積平原上一方面受到前山一帶含鹽地層的影響,使得平原上鹽分含量普遍較重,另一方面,來自天山的河流較多,地面和地下水都較為充足。相反的,橫亙于南部的塔里木河對北來的水流又起著阻截作用。所以在整個洪積沖積平原上地下水位很高,流洩不暢。這也就更加強了鹽分在地下水和土壤中的積聚。

阿克蘇河以西的洪積沖積平原上,天山河水的補給遠較東部為少,另外,葉爾羌河下游切割較深。所以在整個洪積沖積平原上地下水位很深,一般都在6米以下。因此,這裡鹽分的主要來源不是依靠地下水的蒸發,而主要是古代積鹽的殘余和季節性洪水(地面水)所帶來的鹽分。從積鹽類型來看,它和東部的洪積沖積平原相同,以NaCl為主,但積鹽量一般較低。

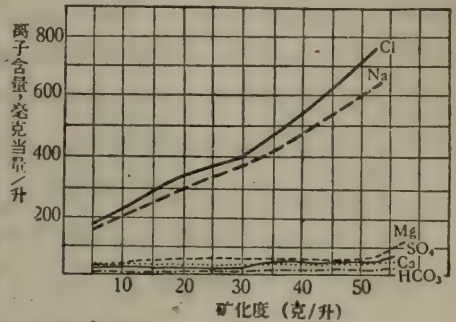


圖1 洪積沖積平原的地下水中鹽分組成和礦化度之間的关系

(四) 河流三角洲的积盐过程

源出于天山的大河,自北而南地穿过洪积冲积平原,到塔克拉玛干大沙漠的北缘注入塔里木河。因此,在天山南麓山前平原上大致南北向排列着各个大河所形成的三角洲。主要的有阿克苏河三角洲、库车河三角洲、孔雀河三角洲和焉耆盆地的开都河三角洲。

三角洲兼有着山麓洪积冲积扇、洪积冲积平原和河流冲积平原的特征。首先,河流在出山以后,一直到三角洲的末端,在沉积物质、地貌、水文、水文地质以及土壤等方面都是自上而下逐渐变化和洪积冲积扇相近。但是,它也具有河流冲积平原的特征,如阿克苏河三角洲深陷入两旁的洪积冲积平原。河岸具有明显的河漫滩和阶地,而开都河三角洲由于具有地上河的特点,故两岸自然堤和河间凹地十分发育。但是,三角洲下部由于与湖泊或河流成交叉方向相接,也使得三角洲具有其本身的特征。

在三角洲地区,由于沉积物质较粗,坡度较大,河水又沿途不断地补给,所以地下水的特點是水源丰富,排洩通畅,水质好,水位高。但是,到三角洲的下部,由于受到湖泊或干流的影响而地下水条件变坏。地下水埋藏深度一般在1—3米之间,上游地区距地面更近。在三角洲上部 and 近河地区,地下水矿化度多在1克/升以下,距河较远的地方也少有5克/升的。只有在三角洲边缘部分,水文地质条件变坏的情况下,矿化度可增长到10克/升以上。

需要特别提出的是,在切入洪积冲积平原之中的三角洲下部的边缘部分,往往会受到

来自古老洪积冲积平原的矿化地下水的影响,在阿克苏河三角洲下部的东北角上,我们常常可以见到被河流割切成为阶地形式的古老洪积冲积平原的底部流出矿化度很高的盐流,从这里可以取出结晶很好的食盐。因此,洪积冲积平原来的这种盐流及其对三角洲地区地下水所产生的静水压力,大大加速了三角洲下部的积盐过程。

盐分在地下水中积聚的一般特征可从图2中得知梗概。比起其他地区来,三角洲地区地下水中 HCO_3 的含量显著为多,且随着矿化度的增加上升得很快。

尤其在矿化度低于1.5克/升时, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 的含量很高为 $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Ca}-\text{Na}$ 的积盐类型。当矿化度继续增高时,则转变成 $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Mg}-\text{Na}$ 的积盐类型。此外,Mg的含量高,并随着矿化度增加而迅速增加也是重要特征之一。

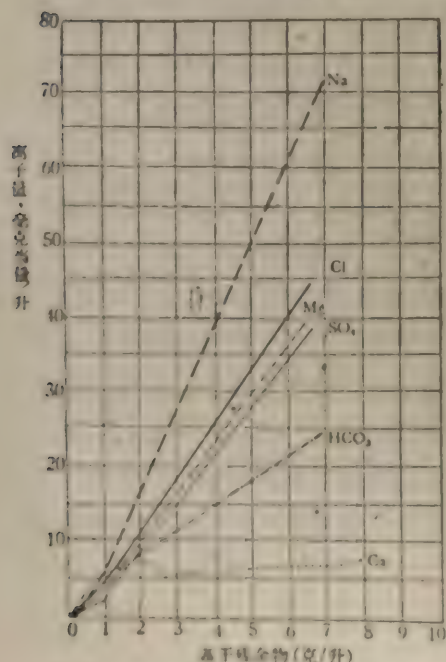


图2 孔雀河三角洲地下水盐类组成与矿化度之间的关系

三角洲地区土壤中的积盐状况是较为复杂的。一般說来,在三角洲的上部和近河
河漫滩上主要进行苏打盐化过程,其他地段部位上为 $\text{Cl}-\text{SO}_4$ 的积盐类型。盐渍化程度一
般都不算高。这就不同于洪积冲积平原里其他的积盐类型。

由于各个河流三角洲在地貌特征上的不同而积盐过程亦有所差异。

阿克苏河三角洲代表着切入洪积冲积平原,并具有明显河漫滩和阶地的一种类型。在
寬闊的河漫滩上,小区地形的起伏,使得土壤中的盐分状况变异很大。

近河的低河漫滩虽然水位高,但为淡水,且經常受到洪水的淹沒和淋洗,故为非盐渍
化的草甸土。在河漫滩的小地形稍微高起的地方,开始了盐分的积聚,为盐化冲积性草甸
土和苏打盐土。盐分組成中苏打含量很高,其次以 SO_4 为多,为 SO_4-CO_3 的积盐类型。
由于經常受到洪水的淋洗,盐分往往聚集在剖面的中部。

在距河岸較远的河漫滩的洼地上,地下水位很高,但受到洪水淋洗的机会少,所以盐
分比較強烈的积聚,发育成为強盐土化的沼泽土或草甸土。为 $\text{Cl}-\text{SO}_4$ 的积盐类型。在距
离河漫滩較远地势較高的地方,已发育成为 SO_4-Cl 的草甸盐土(见图 3 和表 4)。

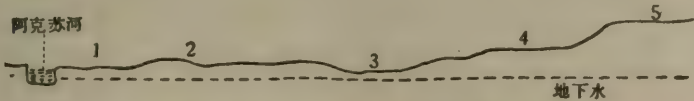


图 3 阿克苏河中下游河漫滩地的土壤分布示意图

1. 河漫滩冲积性草甸土 2. 硫酸盐-苏打盐化冲积性草甸土 3. 盐土化冲积性沼泽土(草甸土)
4. SO_4-Cl 冲积性草甸盐土 5. 一级阶地

表 4 阿克苏河三角洲下部河漫滩的土壤及其盐分状况*

剖面号	土壤名称	地貌部位	植 被	地下水深度(厘米)	采样深度(厘米)	总盐(%)	Cl %	SO_4 %	CO_3 %	HCO_3 %	pH	C %
2002	冲积性草甸土	近河的低河漫滩	芦苇、滨草、苦豆子, 盖度80%	0.6±	0—30	0.1650	0.0274	0.1103	未测	0.0360	7.8	未测
3035	硫酸盐-苏打盐化冲积性草甸土	同上, 地势稍高	铃铛刺、芦苇, 盖度40—60%	0.6±	0—15	0.4056	0.0789	0.1357	0.1485	0.0344	8.3	未测
					0—100	1.0094	—	0.0855	—	0.0728	7.6	未测
2012	盐土化冲积性草甸沼泽土	河漫滩的低洼积水地	高芦苇, 盖度60—90%	0—0.4	0—10	1.4801	0.1299	0.8153	无	0.0429	7.5	未测
					10—39	0.8080	0.0825	0.2204	无	0.0360	7.4	未测
					>39	1.0409	0.2674	0.3551	无	0.0538	7.2	未测
2003	SO_4-Cl 冲积性草甸盐土	距河較远的河漫滩高地	铃铛刺、白花、苦豆子、红柳、滨草	1.35 2.30	0—18	3.7500	1.1381	0.9802	无	0.0369	8.1	1.54
					18—46	0.2350	0.0253	0.2203	无	0.0288	7.8	0.59

* 根据农一师勘察队的资料整理而成

在阿克苏河下游左岸的阶地上发育了含盐极重的 Cl 結壳盐土。表层含盐量約在
50% 以上。含盐极重的盐土在这里分布,一方面 是受到洪积冲积平原的盐流的影响;另
一方面是三角洲下部阿克苏河轉向塔里木河时,象一个口袋一样兜住了从北面和东北面
来的地下水流,使之涌高和強烈地被蒸发。

开都河三角洲的积盐特征与此不同。由于自然堤和堤間凹地周期性地被洪水淹沒,

所以自然的脱盐过程和积盐过程交互进行。这里的河水和地下水的水质较淡,地下水位也较深,所以积盐过程不强,主要分布有中度盐渍化的草甸土。只是在一些局部的高地上才进行着强烈的积盐,发育成为盐土。但是在三角洲的两侧却有着成大片分布和含盐很重的盐土。这里一方面是由于距河远,受洪水以及河水对地下水的淡化作用的影响较小。另一方面,由于两侧与洪积冲积扇或洪积冲积平原相接,受到高矿化地下水及其所造成的静水压力的影响,使地下水水质变坏,并强烈地被蒸发,故而强烈积盐。相反地,三角洲下部与博斯腾湖相接的地方却积盐不重,这是和这一带有丰富的矿化度不高的地表和地下水的补给,而博斯腾湖又为可以外泄的淡水湖有关。

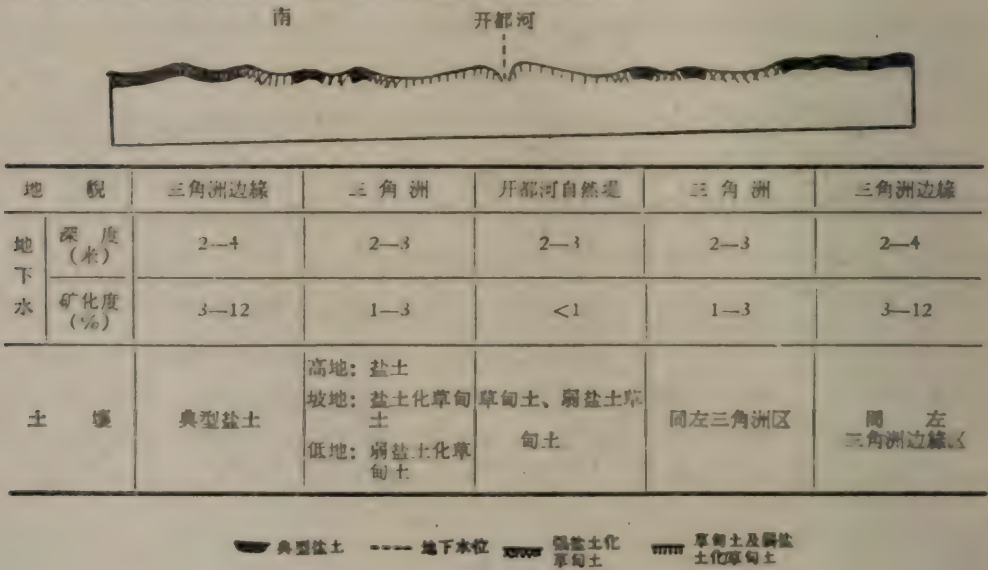


图 4 开都河三角洲中段土壤分布示意图(横断面)

开都河三角洲和其他三角洲一样,积盐的特点是以 SO_4 为主,苏打含量很多。从表 6 中所列举的两个盐土的盐分组成中可以清楚地看出这点。

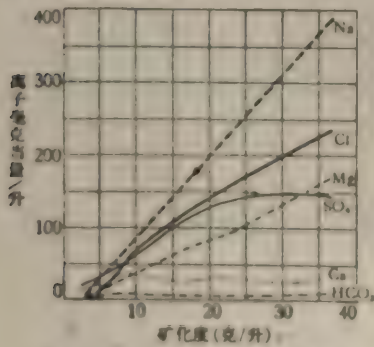


图 5 开都河三角洲土壤盐分组成与总盐量之间的关系

最后,还需要提出三角洲积盐的另一特征,由于积盐和脱盐过程的交互进行,在土层中往往有埋藏盐化层的出现。

(五) 河流冲积平原上的积盐过程

这里所指,主要是横贯塔里木盆地北部的叶尔羌河下游和塔里木河上中游的冲积平原。

从空间上看,河流冲积平原的各个分段上均具有互不相同的自然特征,从时间上看,各个分段的不同自然特征又是处在彼此相互联系各个发育阶段。在这整个长达数百公里的狭窄的冲积平原上,大致可分为三个分段,即塔里木河中游的大量堆积阶段、叶尔羌河下游的

表5 开都河三角洲中下部分的盐土化草甸土和盐土的盐分分析结果

深度 (厘米)	干残余物 (%)	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na+K	pH
苏打-硫酸盐疏松结皮的盐土(剖面 Ka8)									
0—1.5	18.0400	0	0.5403 8.855	5.1097 144.097	5.2587 109.486	0.2855 14.248	1.4472 119.015	2.9710 129.175	1.9
1.5—18	27.6200	0.0578 1.915	0.7532 12.345	5.3344 150.435	10.4856 218.299	0.4015 20.036	1.6378 134.688	5.2502 228.270	8.2
18—36	12.4425	0.0718 2.239	0.3103 5.085	2.5272 71.269	4.6782 97.395	0.2632 13.135	0.8392 69.014	2.1618 93.993	8.45
36—50	4.4738	0	0.0259 0.424	1.0131 28.570	1.6080 33.477	0.2855 14.248	0.2003 16.474	0.7302 31.749	7.6
50—80	2.4850	0.0030 0.100	0.0259 0.424	0.9532 16.787	0.7937 16.542	0.0580 2.894	0.1029 8.460	0.5157 22.421	8.45
80—110	1.2225	0.0039 0.130	0.0426 0.404	0.4108 11.584	0.3136 6.529	0.0241 1.202	0.0531 4.363	0.3009 13.082	8.65
110—154	0.9125	0.0033 0.110	0.0201 0.329	0.2763 7.792	0.1058 2.203	0.0196 0.980	0.0292 2.404	0.1622 7.050	8.65
154—172	0.2650	0.0036 0.120	0.0189 0.309	0.1032 2.909	0.0736 1.532	0.0107 0.543	0.0179 1.469	0.0659 2.867	8.65
172—196	0.5338	0.0024 0.080	0.0256 0.419	0.1621 4.571	0.0865 1.880	0.0125 0.623	0.0184 1.514	0.1107 4.813	8.45
196—242	0.6775	0.0057 0.189	0.0204 0.334	0.2026 5.714	0.1639 3.412	0.0223 1.113	0.0179 1.469	0.1625 7.067	8.65
苏打-硫酸盐的结皮盐土									
0—9	56.4575	0.0114 0.379	0.2142 3.510	8.7163 245.807	26.8470 558.929	0.4194 22.927	2.9058 238.965	12.6209 548.733	8.3
9—23	5.4915	0	0.0283 0.464	1.4004 36.674	2.4050 50.070	0.8477 42.299	0.1976 16.252	0.6591 28.657	7.2
23—46	2.3238	0.0131 0.430	0.0678 1.111	0.8793 24.796	0.5424 11.299	0.0150 0.747	0.0620 5.099	0.7313 31.796	8.65
46—66	1.0113	0.0114 0.379	0.0548 0.897	0.3260 9.194	0.2401 4.999	0.0089 0.445	0.0162 1.336	0.3144 13.688	8.65
66—95	0.6225	0.0093 0.309	0.0529 0.868	0.1584 4.467	0.1386 2.885	0.0250 1.247	0.0065 0.534	0.1552 6.748	8.65
95—115	0.4400	0.0126 0.419	0.0356 0.583	0.0589 1.662	0.0951 1.960	0.0107 0.534	0.0108 0.890	0.2576 11.220	8.65
115—140	0.2700	0.0066 0.219	0.0392 0.642	0.0424 1.195	0.0564 1.774	0.0089 0.445	0.0146 1.202	0.0364 1.583	8.65
140—150	0.3650	0.0051 0.170	0.0395 0.648	0.0332 0.935	0.0822 1.711	0.0178 0.890	0.0081 0.668	0.0438 1.906	8.65

开始下切阶段和塔里木河上游的下切阶段(见图6)。这些具有不同的自然特征和处在不同发育阶段的各个分段上,盐分积聚的特征也是不同的。以下分述之。

塔里木河中游的大量堆积阶段 这里地势十分平缓,河流至此地已分散成无数支流,纵横交错,蜿蜒曲折。由于河流将大量物质的迅速堆积,河槽往往悬于地面之上,自然堤及河间低地十分发育。所逢洪汛期期间,河水四溢,形成大片沼泽和草甸。

这里地下水位普遍较高,多在3米以上。水质较好,矿化度一般在1—5克/升之间。但是,在局部的一些高台地上,地下水矿化度很高,多在10克/升以上,高者达65克/升。这里的地下水强烈积盐是因为在它周围的低地上经常为洪水淹没,地下水得到不断补充

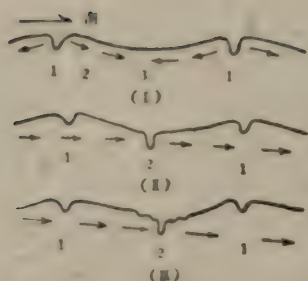


图6 冲积平原各分段的一般特征及其发育的阶段

- I. 塔里木河中游堆积阶段: 1. 河道(地下河) 2. 自然堤 3. 河间洼地
 - II. 叶尔羌河下游开始下切阶段: 1. 干涸的老河道及古老冲积平原 2. 开始下切的河道
 - III. 塔里木河上游下切阶段: 1. 干涸河道及古老冲积平原 2. 深入古老平原具有河漫滩和阶地的河道
- 地下水位及流向。

的积盐过程。这里对低地而言,实际上起着干排水沟的作用。因此,积盐量很高,表层可达60%以上,为氯化物盐土。表层的含盐层中有时含有较多的苏打,为苏打-氯化物盐土。

和淡化,相反的,高地下面的地下水流却变得闭塞和流泄不畅,同时受到周围地下水的静水压力,而使得在地面强烈蒸发。正是由于流泄不畅和强烈被蒸发而盐分在地下水中大量积聚。

从图7中可以看出这里的地下水主要为 $\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$ 型。 NaCl 始终占据优势。当矿化度超过25克/升以后, Cl 的含量急剧增加, SO_4 的曲线反而变得平缓起来,增长很慢。此外, Mg 的含量高和 Ca 增长极微亦为其特点之一。

盐分在土壤中的积聚是和地貌条件密不可分的。河间低地由于季节性的受到洪水的淹没,所以脱盐和积盐过程是交互进行的,含盐轻,为 Cl-SO_4 的积盐类型。有时也有少量苏打的积聚。低地之间的局部高台地和老河道的自然堤的上部进行着强烈的

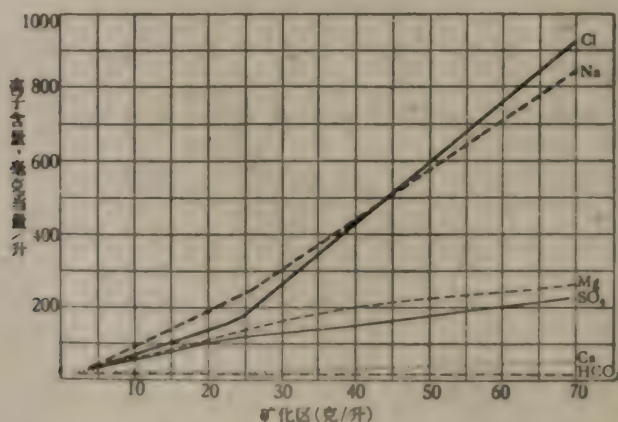


图7 塔里木河中游地下水盐分组成与矿化度的关系

河间低地和高台地之间的缓坡地上却具有过渡性的积盐特征。这里地势较河间低地稍高,洪水量较小时,这里起着低洼地的干排水沟作用。洪水量大时,这里也进行着自然脱盐过程。所以这里含盐量相差悬殊,一般在1—5%之间,多者达20%。但由于地下水条件较好和受到自然脱盐的影响,所以即使在含盐量很高的情况下,仍为 Cl-SO_4 的积盐类型为主。

叶尔羌河下游的开始下切阶段 由于叶尔羌河的下游侵蚀基准面的下降,河流开始下切,地下水也随之而降低,因此原来地下水位很高的氾滥平原上开始脱离了地下水的影

岸的低地上还繼續进行着草甸过程和現代的积盐过程。

由于河流还处于下切的初期,河床下切深度一般在4—7米之間,河漫滩和阶地都不明显。古老冲积平原的地下水深度多在5米左右,原来草甸化过程的痕迹和古老积盐的特征仍然保持較为完整。

由于处于叶尔羌河下游,古代积盐过程比較強烈,因此給古老冲积平原上留下大面积的残余盐土和胡楊林下残余盐土。古代积盐的特征仍然是和地貌部位有着規律性联系的,在地势較高的古河道的自然堤上部为胡楊林下盐土,老的河間低地为荒漠化草甸土,自然堤中下部和河間低地間的高台地上为含盐极重的結壳盐土。

盐土表层30厘米的含盐量在3—15%之間,一般为10%。积盐类型是和总盐量相关的,总盐量在20%以下,为 $\text{Cl-SO}_4\text{-Ca-Na}$ 的积盐类型,总盐量超过20%以后,则为 $\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$ 的积盐类型。所以当盐量不断增大时,主要是 NaCl 和 MgCl_2 的含量增加。此外, Cl 的含量增高时, Mg 的含量也迅速增加,盐分組成中以 SO_4 为主时, Ca 的含量則較 Mg 为高, Ca 和 SO_4 , Cl 和 Mg ,以及它們和总盐量之間的这种相关性同样也表現在盐分在土壤剖面中的垂直分异上。土壤上面的盐分积聚层为 $\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$ 型,下面則为 $\text{Cl-SO}_4\text{-Ca-Na}$ 型(图8)。这种盐分垂直分异的特征,說明了当盐分不断增高时,随着土壤溶液的上升, SO_4 开始成 CaSO_4 和 NaSO_4 的形式离析出来,最后上升到最表层的主要是 NaCl MgCl_2 和一部分的 Na_2SO_4 。

由于长时期在相对稳定的条件下通过地下水的蒸发,剖面中也表现出各个盐类明显的分异。图9中可以清楚地看出 CaCO_3 累积带的位置最低,一般都在50厘米以下。其上为石膏的累积带,一般都在40厘米以上。再上則为易溶盐累积带。

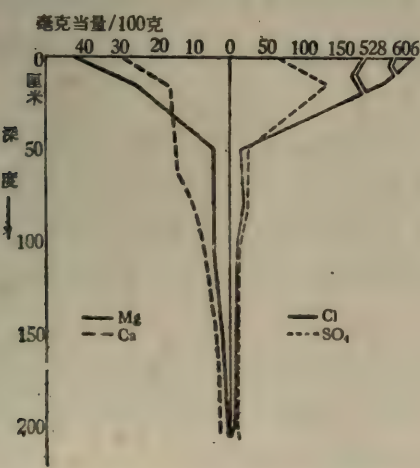


图8 盐土剖面中 Cl 和 SO_4 , Mg 和 Ca 之間的相互消长的关系(剖面1075)

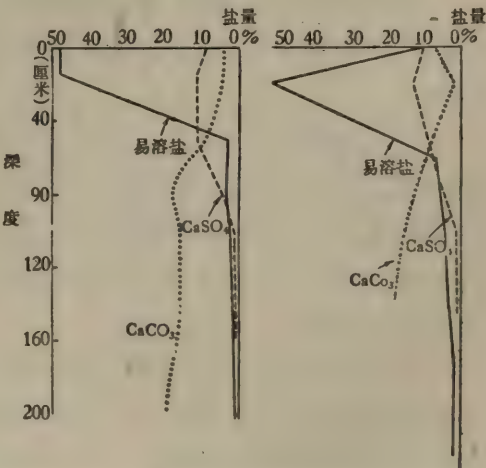


图9 地下水蒸发时盐分在盐土中的分异(剖面1075,1001)

这里盐土的上层一般都含有較多的石膏(約10%),这是土壤改良中的一个很有利的条件。

现代积盐过程主要是在沿河两岸的低地上进行。当河流穿切在原来冲积平原较高的部位时,虽然目前处于河岸,但由于下切较深,而仍然不受到地下水的影 响,不进行现代积盐。只有当河流穿切在原来冲积平原上的洼地时,才进行现代的积盐过程。在原来的洼地上河流下切以后,地下水位也随着下降,原来低地上的草甸过程或沼泽过程逐渐减弱;现代积盐过程却加强起来。因此在这里我们常常可以看到原来发育得很好的草甸土或沼泽土在逐渐荒漠化的同时,表层积聚了大量盐分,一般达到 5—15%。这种不相称的现象是古代的草甸过程或沼泽过程和现代积盐过程相互混合的产物。

这里地下水的矿化度一般在 1—5 克/升,从图 10 中可以看出盐分组成与矿化度之间的关系和塔里木河中游部分十分

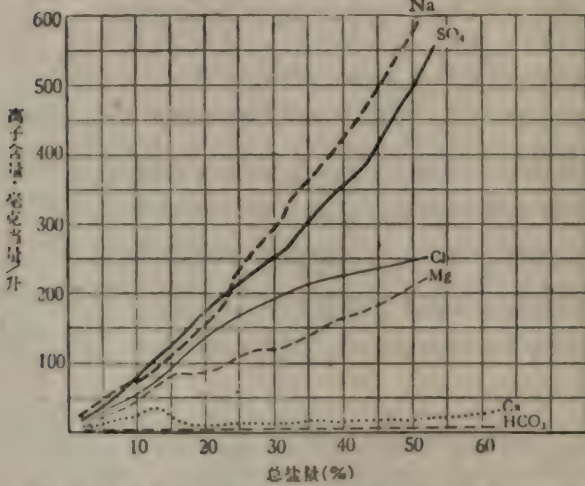


图 10 叶尔羌河下游地下水中盐分组成矿化度间的关系 塔里木河上游的地貌特征是坡度较大,河床下切较深,河漫滩和阶地发育。

的关系和塔里木河中游部分十分相近。不同的是当矿化度低于 7 克/升时,为 Cl-SO₄ 类型。

由于河床下切的时间较久,古老冲积平原上长期脱离了地下水的影 响,所以无论在植被或土壤上的荒漠化特征较之叶尔羌河下游一带更加明显。只有在河漫滩和阶地上才进行着现代的积盐过程和草甸过程。

和叶尔羌河下游冲积平原比较起来,这里的古老冲积平原上的盐渍化程度要轻得多。一般都很少盐土。这和这里坡度大,水量多,质地粗和随着河流下切,地下水位迅速下降有关的。

在古老的冲积平原上,干沟和古河道很多,中区和小区地形比较明显。河流故道的两侧有稍微高起的自然堤,生长着老年的胡杨林,其下发育了荒漠化的胡杨林土。干沟故道之间的平地上,有的长着荒漠性的灌木丛,有的由于风蚀而成为光秃的地面,主要是荒漠化草甸土和龟裂土型的土壤。残余盐土只是在古老冲积平原的边缘,靠近阶地的地方成狭窄的带状分布。

虽然由于气候的极端干旱,长期荒漠化过程并未能使古代积聚在土壤表层的易溶性盐分消除或显著下移。但是,对土壤上层的盐分毕竟还是起了一定的改造作用。这种改造作用主要表现在两个方面,一个是生物过程,一个是龟裂化过程。

塔里木河转移和下切以后,在古老冲积平原上留下了大片的胡杨林。此外,随着荒漠化过程的发展而盐生的和泌盐的灌木(如红柳,盐穗木)得到了很大的发展。通过生物的选择吸收作用,使得根系层中的盐分进行着再分配的过程。从表 6 中可以看出盐穗木鲜叶的灰分中有 70% 的易溶性盐分,其中含有大量 Cl 和 SO₄,总碱度也很高。胡杨的落叶

中含有大量苏打, CO₃ 的含量可达 10—15%。这些植物殘体不仅增加了土壤表层的含盐量,更重要的是引起了土壤上层的苏打化和碱化过程。

表 6 盐穗木和胡楊的鮮叶中含盐量及盐分組成*

盐 分	干残余物 (%)	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	資料来源
盐穗木鮮叶	69.03	0.1895	4.6567	19.458	9.992	新疆荒地勘测設計局
胡楊鮮叶	—	10—15	—	—	—	—

* 均以灰分之百分数計算

在胡楊林土或含盐較輕的胡楊林下盐土的表层中可以見到生物过程所引起的巨大改造作用。地面被 3—15 厘米厚的枯枝落叶层复盖,其下就有很薄的(1—3 厘米)一层淋溶的碱化层,根据新疆荒地勘测設計局的分析,其中代換性鈉可占代換量的 29%。碱化层以下为易溶盐的淀积层,其中含有很多苏打,重碳酸盐的含量也較多。易溶盐淀积层以下出現色泽鮮艳的浅褐棕色,这和強碱化的水分对有机質的溶解,和所形成的腐殖酸鈉有关(見表 7)。

表 7 塔里木河中游各种土壤盐分組成

深 度 (厘米)	干残余物 (%)	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na + K	pH
胡 楊 林 下 盐 土 (Ka12)									
0—8	10.550	0	0.2555	2.9251	2.2778	0.2070	0.3238	2.2343	6.75
			4.188	82.490	47.422	10.330	26.686	97.144	
8—12	26.835	0.0239	0.2032	11.0741	7.0286	0.3997	0.7834	8.7013	8.1
			0.708	3.330	312.297	146.257	19.947	64.427	
12—20	7.480	0.0061	0.0520	2.3356	1.7358	0.2677	0.2247	1.6374	8.1
			0.170	0.853	65.867	36.137	13.357	18.478	
20—38	3.161	0	0.0256	0.7073	0.9356	0.2881	0.0877	0.4658	7.6
			0.419	19.947	19.479	12.378	7.213	20.254	
38—55	1.669	0.0072	0.0271	0.7110	0.1795	0.0178	0.0244	0.4962	8.65
			0.239	0.444	20.051	3.735	0.1890	2.004	
55—69	0.750	0.0093	0.0192	0.2800	0.0477	0.0161	0.0108	0.1799	8.65
			0.309	0.314	7.896	0.994	0.861	0.890	
69—106	0.225	0	0.1256	0.0589	0.0013	0.0462	0	0.0401	7.9
			2.059	1.662	0.027	2.004		1.744	
106—150	0.285	0.0090	0.0237	0.0737	0.0791	0.0089	0.0054	0.0810	8.65
			0.299	0.389	2.078	1.647	0.445	0.445	
150—208	0.404	0.0090	0.0155	0.1179	0.6662	0.0089	0.0108	0.0902	8.45
			0.299	0.254	3.325	1.378	0.445	0.890	

这样完整的盐分割面只是在比較茂密的老胡楊林下,同时地形也較平坦的情况下才可以見到。在林带稀疏,风力强劲和地形起伏不平的情况下的胡楊林土,則很难发育得这样完全。

龟裂土化是整个冲积平原上具有地带性特征的成土过程,是土壤向荒漠化发展的一种主要形式。夏季的暴雨是促使向龟裂土化方向发展的主要气候因素之一。一年少有的

一两次暴雨所形成的细小的地表径流对原来起伏不平的小区地形起着夷平作用，高地的物质被带到低的地方停积下来(即使是在高差极小的情况下也这样进行着)。随之而来的是极强烈的蒸发，使得在地面上淤的极细小的土状物质迅速干燥和发生龟裂。

随着龟裂化过程的发展，盐分在水平方向和垂直方向上都进行着再分配的过程。除了高地的土壤表层的盐分随着地表径流转移至低地以外，在龟裂土化的土壤表层还进行着脱盐碱化过程。表层 HCO_3 可达 0.1%，易溶盐在不深的地方(10—30 厘米)发生淀积，尤其是以氯盐的下移表现得更加明显(见表 8)。

此外，风蚀作用也改变了遗留下来的草甸特征和表层的盐分状况。

河流两岸的河漫滩和阶地上进行着现代的积盐过程，它和古老冲积平原上的积盐特征有着很大差异。

在河流的凸岸部分，河漫滩极为发育，多成为宽约 1 公里的锥形体插入河曲部分。凹岸部分的河漫滩的下部多被割切，和现代河槽有一明显的岸壁，洪水较大时才能被淹没。

和三角洲地区一样，苏打盐渍化是河漫滩上积盐的最主要的特征。即使是在刚退出洪水不久的、河漫滩下部生长植物很少的沙滩上也有很多的苏打在地表上聚积，一小堆一小堆地象烟灰一样的散布在地面上。在河漫滩上部一段洪水不易淹没和植物生长比较茂密的地方，苏打的积聚量更高，表层 CO_3 含量达 0.03% 以上。盐分组成以 SO_4 的含量最高，所以河漫滩上的土壤多为苏打-硫酸盐的积盐类型。阳离子中 Mg 的含量特别高，以至于超过其他阳离子之总和。

河漫滩以上的阶地有 1—2 级，都很狭窄。河岸阶地也就是过去河漫滩在河流下切后相对抬高所形成，因此在地形和积盐特征上都较相近。只是草甸过程和积盐过程表现得更加明显。含盐量一般较河漫滩上的土壤为高，有些已达盐土标准。为 $\text{Cl}-\text{SO}_4$ 的积盐类型。

河漫滩和阶地的地下水位较高，一般在 1—3 米，矿化度为 1—3 克/升。广大古老冲积

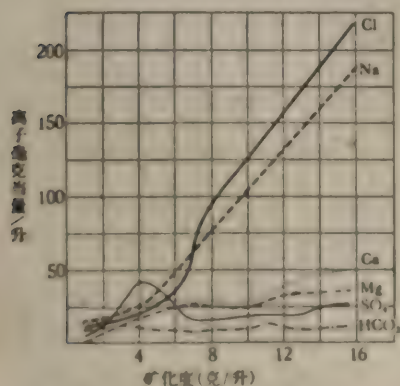


图 11 塔里木河上游地下水中盐分组成与矿化度之关系

河中流、叶尔羌河下游的不同点是 Ca 的含量始终较 Mg 为高。

以上叙述了河流冲积平原上各个分段的积盐特征，说明了处于不同发育阶段的各个

平原上地下水埋藏很深，一般都在 6 米以下，深者达 10 米也不见地下水。由于质地粗，排泄条件较好(指南岸而言)，故一般矿化度不高，多在 10 克/升以下，多者也有达 30 克/升以上的。

从图 11 中可以看出，在矿化度不高时为 HCO_3-Cl 的积盐类型。随着矿化度的增加， SO_4 的含量迅速增加，为 $\text{Cl}-\text{SO}_4$ 的积盐类型。当矿化度超过 6 克/升时， SO_4 反而减少， NaCl 占绝对优势。当矿化度继续增高时，除了 Na 和 Cl 急剧上升以外，其他离子很少增高。此外和塔里木

分段的积盐特征也是不相同的。河流冲积平原除了这种自上而下的纵向变化以外，河流的南北两岸的积盐特征也有明显的差异。这主要是由于水文地质条件的不同所引起的。北岸由于承受了来自北面的洪积冲积平原的高矿化地下水，所以北岸地下水位普遍较高，矿化度较强，其中尤以 Cl 的含盐量显著增加。地下水的这种特征同样也反映在土壤的积盐程度和盐分的组成上。

此外，冲积平原上的盐份在土壤剖面中垂直分异上的一个普遍性的特征是具有埋藏盐化的现象。这种现象主要是由积盐过程和脱盐过程交互进行所引起。所以，在埋藏盐化层中含 Cl 量很低，含 SO_4 量很高。这种变化也可以从图 12 中清楚地看出。埋藏盐化层有一至数层，它的出现往往是和埋藏的草甸土层或沼泽土层一致的。

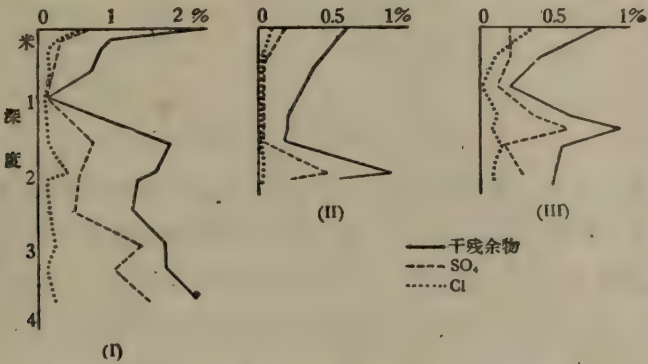


图 12 荒漠化草甸土和幼年的淡色草甸土中含盐和 SO_4 Cl 在剖面中分布状况
(I) 荒漠化草甸土，馬 3 (II) 荒漠化草甸土，800 (III) 幼年的淡色草甸土，2-035

(六) 次生的盐渍化过程

盐渍土开垦以后，土壤和地下水中的盐分在人为的影响下将发生着根本性的变化。

在古老的绿洲上，次生盐渍化的危害较轻，原因主要有二：古老绿洲一般都在大的河流三角洲的中上部分，如阿克苏、库车、库尔勒等皆是。这里原来盐分就轻，地下水的水质好，排泄状况也好。其次土地利用系数低，耕地间的荒地可以起到干排水沟的作用。但是，目前大量发展起来的军垦农场多不具备这两个条件，所以次生盐渍化现象十分普遍。

次生盐渍化现象的危害主要表现在洗盐效果维持时间不长和洗盐过程中盐分的此起彼伏现象两个方面。这就使得洗盐工作不得不隔两三年就要进行一次。严重的地方不得不大量荒弃。

根据调查的结果，造成这种次生盐渍化的根本原因是目前的洗盐工作只是使得原来的盐分在土壤和地下水

中重新分配了一下，而没有将它排出垦区之外。在强烈的蒸发情况下，被暂时压到土壤下层和地下水中的盐分又很快地通过毛管上升到土壤上层，重新发生盐渍化。

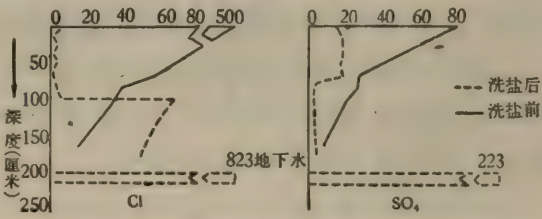


图 13 洗盐前后土壤中 Cl 和 SO_4 的变化

以下首先叙述洗盐后在土层中盐分分布的情况：

图 13 是塔里木河上游胜利农场的一块洗盐地在洗盐前后土壤和地下水中盐分变化的状况，虽然表层中盐分已经显著减少，但是原来土层中的 Cl^- 大部分都洗到地下水中，使地下水的含 Cl^- 量剧增至 823 毫克当量/升(矿化度达 63 克/升)。一部分 Cl^- 却被洗至 1 米以下的土层中聚积了起来。

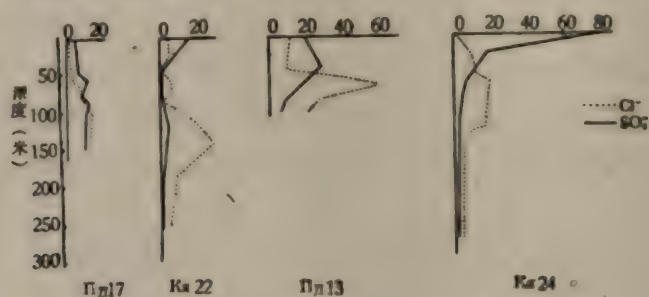


图 14 各类洗盐地的盐分剖面图

图 14 中列举了四个洗盐地的盐分剖面，ПД17 是代表洗盐较好的一种类型，洗盐后的第一年里(即今年)棉花生长尚好，土壤上层 50 厘米内总盐在 0.6—0.8% 之间，含 Cl^- 量 $< 0.1\%$ 。50 厘米以下总盐量增至 1—1.6%，含 Cl^- 量为 0.25—0.5%，在这种盐分状况下，虽然洗盐后第一年棉花生长尚好，但次生威胁化却仍然严重地存在着。

剖面 Кя22 是经过洗盐以后， Cl^- 在 1—2 米之间停积下来，上层总盐量也较高，故洗后第一年的玉米就生长得很不好，同时，次生盐渍将会很快地变得更加严重起来。

ПД13，Кя24 是没有洗好盐的剖面。不仅在 50 厘米以下就停积了大量的盐分，表层含盐量也很高。尤其是 Кя24 的 SO_4 的脱盐率很低，将原来的 $\text{SO}_4\text{-Cl}$ 盐土洗成为 SO_4 盐土。

在没有排水沟和排水系统不健全的情况下，洗盐不仅抬高了地下水位，同时也使地下水水质大大恶化。上述剖面 Кя24 的地下水矿化度就在 60 克/升以上。这里高矿化度的地下水不仅保存在洗盐地的下面，并且向周围地区扩散。在焉耆盆地的地下水矿化度图上就可以看到耕地和绿洲，尤其是四团农场附近的地下水矿化度较周围的荒地区显著增高。

目前大面积的洗盐地上只是作到暂时将土壤表层的盐分在土壤下层和地下水中重新分配了一下，这就不可避免的受到次生盐渍化的威胁。

盐斑是次生盐渍化表现的最主要形式之一。表 8 是对库尔勒地区的孔雀二场的盐斑地的逐年统计。发生得最严重的一年里，盐斑地占耕地面积的 50%。7 年来平均每年都有 20% 的盐斑，共损失近 8 万亩耕地。

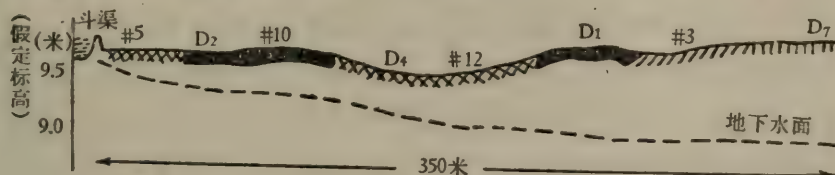
盐斑大致可分为两种，一种是没有洗好而遗留下来的，一种是在洗盐和灌溉中重新生成的。前者盐分组成中以 SO_4 为主，后者以 Cl^- 为多。当然，在有些情况下同时具有这两种形成的因素。

在研究盐斑时，很容易发现这样两个带有普遍性的现象：一个现象是盐斑大都分布在

表 8 孔雀二場各年盐斑地的統計

年 份	耕田面积(亩)	盐斑面积(亩)	盐斑占耕地面积%
1952	41,786	21,060	50.4
1953	34,789	6,618	17.3
1954	33,497	1,813	8.4
1955	48,862	2,156	12.4
1956	72,553	11,257	13.9
1957	78,873	14,450	15.4
1958	92,000	23,000	25.0
总计	416,764	79,706	19.12

微域地形較周围稍微高起的地方，另一个現象是盐斑地下面的地下水的矿化度較周围非盐斑地要高得多。图 15 是我們实测的一个断面,从中可以清楚地看出土壤中盐分高，地下水中矿化度也就高,作物生长得就很不好,这种相应关系表現得十分灵敏。同时，低地的土壤中 SO_4 占绝对优势,附近的盐斑中却以 Cl 为最多。



编 号		#5	D ₂	#10	D ₄	#12	D ₁	#3	D ₇
地面高程(公尺)		9.66	9.65	9.69	9.50	9.60	9.86	9.89	9.95
地下水深度(米)		0.38	0.30	0.30	0.56	0.45	1.05	0.88	0.92
地下水矿化度(%)		7.5067	11.0533	13.2829	3.2702	4.4090	10.7403	4.8023	2.3875
土 壤 盐 分	干残物%		25.7175 (0-12cm)		1.5075 (0-25cm)		21.9300 (0-2cm)		0.1650 (0-22cm)
	Cl-%	—	10.5230	—	0.08679	—	7.5947	—	0.0304
	SO ₄ --%		3.5201		0.7874		5.5427		0.0425
糜子生长情况		生长不良	盐 斑	盐 斑	生长不良		盐 斑	生长中等	生长良好

生长不良 生长中等 生长良好 盐斑

图 15 地形、土壤、地下水和作物生长势之間的关系

(巴楚土木休克农場第六輪作区, 第二条田糜子地)

这些現象已經清楚地說明了盐斑形成的原因主要是和微域地形有关的。在灌溉或洗盐时,低地上水层厚,土壤中脫盐較好,地下水也被淡化。稍微高起的地方水层薄,或不能为水所淹沒。这样不仅脫盐效果差(或不能脫盐),相反地,周围低地的水分和滲入土中的水分都通过这块高地被蒸发。所以它起着干排水沟的作用,象烛芯一样蒸发掉周围的水份。

盐斑地下面的地下水不仅随着盐斑地上水分的大量蒸发而濃縮,同时,由于周围低地的地下水补給充足和淡化而使之受到靜水的压力和流动不暢。所以矿化度远較周围低地下的地下水为高。

土壤的机械組成以及不同机械組成的土层(尤其是重壤和粘土)在剖面中排列的状况也会使得洗盐和灌溉过程中盐分发生横向运动和移动速度的不同,这些也是形成盐斑的因素之一。但是,它們具有一定的局限性,比起地形因素来,只是居于次要地位。

各个农場在改良盐斑地方面創造了许多行之有效办法。但是,产生盐斑的主要原因是整地不平,地形起伏所致,所以提高整地质量,尤其是洗盐地的平整,对防止和减少盐斑地的发生具有重要意义。同时,改良盐斑地时,不仅要洗除土壤中盐分,也要使盐斑地下面的地下水淡化。

盐斑地是次生盐渍化的表现形式之一,要从根本上消除盐斑和次生盐渍化的威胁,只有彻底把盐分从土壤和地下水中赶出垦区。

三、关于盐渍土利用和改良方面的某些問題

这里只是根据塔里木盆地北部盐分积聚的特征提出盐渍土利用、改良方面的一些問題。

1. 从以上对各个地区的积盐特征的分析中可以看出,三角洲和河流冲积平原具有較为良好的土壤改良条件。三角洲地区,尤其是三角洲上部,正是南疆具有悠久农业历史的綠洲所在地。冲积平原由于引水比較困难,过去很少被垦为农田。因此,它应当成为目前大规模垦殖的最主要的基地。但是,过去,以至于现在,在选择垦区的时候,对各地区的积盐特征和土壤改良条件考虑得不够。大部分农場都設置在扇緣和洪积平原上,有些农場甚至設在条件最坏的阿克苏河三角洲下部的河东岸,这就給生产和土壤改良工作带来了很大困难。因此目前应当在对本区土壤改良条件的全面了解的基础上,对垦荒工作作出全面的规划。

2. 根据冲积平原各分段的不同特征,应采取不同的利用方式。如塔里木河上游,盐分輕,地下水位深,排水条件好,次生盐渍化的威胁不大,故宜于农垦。中游植物生长茂密,土壤比較肥沃,但盐分較重,排水困难,次生盐渍化的威胁也較大,故可考虑以发展牧业为主。

3. 統一組織排水系統,对安排盐分出路具有重要意义。目前孔雀一場、二場和胜利五、六、十九等农場多处于含盐很重的洪积冲积平原区。排水沟不仅排出洗盐的高矿质水,同时还有源源不断的来自洪积冲积平原上的高矿化度地下水流入排水沟。目前将这些高矿化水排入附近河流后,使河流中水质变坏,影响下游地区的引水。故必需按流域組織統一的排水系統。但是,也不尽如此,例如塔里木河上游和叶尔羌河下游的地貌特征和水文地质条件使得現在下切較深的河道可以作为天然的排水基干。同时,由于洗盐地中含盐量較原来輕,地下水質也較好,所以排入河道以后的水流仍有可能为下游所引用。

4. 本区的盐分組成是多种多样的,因此应当采取不同的改良方式。如以 SO_4 为主的盐渍土宜于在气温較高时冲洗(7、8月)。以 Cl 为主的盐渍土,則宜于晚秋和初冬冲洗。在含有苏打和具有碱化的情况下,需要有化学改良的配合。但是,在目前土壤改良工作中,

对如何根据盐分的质的特征进行不同改良措施方面是注意得不够的，往往影响了改良效果(脱盐率低或发生次生碱化)。

5. 由于在有些地区的土壤中含有较多苏打或有碱化，洗盐灌溉后往往引起碱害或苏打的危害。但是这个现象目前尚未引起土壤改良工作者应有的重视。与此有关的是土壤中石膏的贮藏量和分布的特征也研究得不够，根据巴楚土木休克的资料，该区盐渍土中石膏含量相当丰富，完全可以防止洗盐可能引起的碱害。

根据已有资料看来，石膏在剖面中主要集中于表层或 20—40 厘米处，所以只要通过深耕就等于施入了大量石膏以防止碱害。可惜这方面的资料还十分缺乏，今后土壤改良工作中应弥补这一缺陷。

6. 残余盐土和荒漠化的盐渍土是荒漠地区所特有的一种土壤类型，塔里木河上游和叶尔羌河下游分布极广。这种土壤在开垦初期可不必开挖排水沟，这就大大减少了开垦的投资。同时，也给土壤改良工作提出了这样一个课题，如何在这些地区进行无排水洗盐，如何尽量防止和减缓地下水的上升？

論新疆維吾尔自治区植被的某些生态地理規律

A. A. 尤納托夫

在新疆綜合考察队中,植物組进行了有成效的工作。其参加者有:植物区系工作者、地植物学工作者、牧場飼料工作者以及森林工作者。

新疆綜合考察队被責成解决国民經济方面的重要任务——全面研究新疆維吾尔自治区独特的自然条件,了解該地区現有的土地、水利和植物資源,并拟出开发这些資源的合理途径,以便进一步发展农业。

与此相应,植物学考察的具体目的为:1.确定新疆植被的一般規律;2.研究植物区系的組成;3.了解主要的植被类型和羣系及其自然和經济的特征;4.編制小比例尺的(1:1,000,000)地植物学概图;5.訂出正确利用植被,首先用来作为当地畜牧业的天然飼料基地的措施。

直到最近,新疆維吾尔自治区在植物学方面还没有进行过系統的研究,

新疆綜合考察队工作之前,在科学文献中有关新疆某些自然区的植被及多种多样的植物区系的典型的資料极少而分散,并且这些資料主要是从地理学家、旅行家的总结中获得的,所采集的标本也很少。有关新疆的植物方面的著作,唯一可以举出的是 M. Г. 波波夫所写的,极有价值和內容丰富的“蒙古和伊朗之間”(1931年)一文。至于專門的考察,特别是供地方畜牧业所用的天然牧場資源的專門性調查,則根本沒有进行过。

同时,新疆的地理位置处于寬广的欧亚大陆内陆地区内,并处于亚洲中部本部和中亚的交接地带,这就使得該地区在植物地理方面极有意义。全面地、系統地研究新疆的植被决不是仅仅具有地区性的意义,它对于彻底明确旧世界(所謂古北极)非热带部分整个寬广的干旱地带植被的分布和发展的一些基本規律是极其重要的。

特别是,只有研究新疆的植被,才有助于解决在各方面很重要的亚洲中部和中亚之間植物地理界綫的問題。

大家知道,划分古北极旱生植物区系的发育地区具有長久的历史,甚至遍覽恩格勒(A. Engler, 1879, 1882)、格利捷巴赫(A. Grisebach, 1872)、利克里(M. Rikli, 1913)、哈也克(A. Hayek, 1926)、梭俄(R. Soo, 1945)、Я. Я. 瓦西里耶夫、E. M. 拉甫連科及其他作者(1947)、E. M. 拉甫連科(1948, 1950, 1954)的著作,根据可靠資料的积累令人信服地証明該地区的范围和界綫的概念改变了。

杰出的分类学家和植物地理学家 M. Г. 波波夫(1925, 1927, 1931, 1940, 1949, 1950)发展了干旱古地中海最有意义的概念,他向东逐漸扩大了欧亚荒漠区的界綫,起初把界綫

定在卡拉套山,然后定在东天山,最后在完整的方案中把整个亚洲中部直至大兴安岭和黄河划入該荒漠区。

目前,絕大多数植物学家,尽管对古地中海荒漠植物区系的发生学的見解(如对形成的見解),有着重大的分歧,或者他們认为是迁移形成的,或者相反地认为是土著所形成的,但基本上他們都同意把荒漠区的最共同和重要的特征划为統一的整体,从直布罗陀至黄河扩展为寬广的地带。应当找出这一共同性,而首先应当在确定地区典型荒漠状况的植被的生存生态条件的共同性中去寻找。从而应当指出在該地原始生活型(旱生半小灌木和小灌木,部分短命植物和类短命植物)和結構超干旱的植被类型的优势度。甚至在植物分类組系列方面,無論是很古老的或者比較年輕的也具有頗大的植物种类的共同性。

但是,对植被作比較詳細的生态学的分析,早已得出該統一荒漠区各个部分具有一定非共同性的概念。对植被和气候条件作綜合分析的情况下,这一非共同性表現得最明显。

苏联植物学家在研究中亚和哈薩克斯坦荒漠时,早已注意到中亚南部荒漠和位于咸海以北和以东的荒漠組成、結構,特別是发育的重大差別。这种情况导致划出所謂南部荒漠和北部荒漠。E. П. 柯罗汶(1934a, 1946b, 1935)以及在他和 Д. Н. 卡什卡罗夫的“土庫曼的荒漠类型”(1933)的著作中最典型的闡明了它們的重大差別。

当比較中亚(南部的)和哈薩克斯坦(北部的)荒漠的气候条件和植被的生态外貌时,E. П. 柯罗汶找出了它們明显和原則上的差別,这些差別甚至能够說明其它具有自然地理和生物学过程的独特节律的荒漠类型。

中亚荒漠的特征是在夏季高温,冬季比較温暖的情况下,水分状况极为独特。降水量极其明显不均,由于最大降水量在冬春时期,因此夏季极干旱,秋季降水量又增加。这就是中亚荒漠水热状况的特点說明了植被的特征:春季短命植物和类短命植物极其丰富,夏季生长“停止”直至几乎完全休眠,而在秋季雨后重新生长。在許多情况下冬季生长沒有停止。植被主要是短命植物——蒿属羣落、猪毛菜羣落及部分短命植物羣落。

哈薩克斯坦荒漠的水热状况与中亚具有相当大的差別。与这些荒漠位于較北面以及內陆的位置相适应,这里年平均温度相当低,而变幅則相当大。降水量的分布則是另外一种情况,它們在各季节中均匀降落,或者春季降水比夏季稍多。因此,在年降水量不多的情况下,出現了整个生长期水分一般不足的现象。所有这些气候特点根本的影响着植被的发育。尽管在植被中还見到一些短命植物和类短命植物,但这里短命植物发育的春季时期已經明显地受到抑制。夏季由于土壤水分不足,植物的生长出現了逐漸停止的现象,但这种停止已經显然是緩慢的。植被主要是由半小灌木蒿属(主要是 *Seriphidium* 亚属)所組成,在整个生长期內发育較为緩慢,因而,它們具有一次休眠(冬季)期。

根据以上所述,完全有理由同意 E. П. 柯罗汶关于中亚和哈薩克斯坦荒漠的重要生态差异的基本結論。但是無論如何不能同意被发展的关于哈薩克斯坦的“北部”荒漠是亚洲中部荒漠的直接繼續的思想,因而荒漠的北部类型是亚洲中部的类型。这一点很明显地与近年来在蒙古人民共和国,特别是在蒙古戈壁地带所进行的研究发生矛盾(Э. Н. 穆

尔札也夫, 1952; A. A. 尤納托夫, 1950, 1954)。

亚洲中部荒漠气候的最重要特征是: 年平均温度还要低, 并且温度变化极大。冬季长, 而且冷, 少雪; 夏季短而炎热; 春季长, 并且很干旱; 夏季降水量大。

因此, 可以看到蒙古荒漠和半荒漠植被的根本特点是: 春季短命植物期完全消失并且出现了发育最盛的(在最多雨的夏季)营养期长的一年生植物和二年生植物的层片, 一般营养期较晚开始且短促, 植被夏季“停止”生长的现象完全没有, 相反, 夏季正是植被发育最盛的时期。在这里只有一次冬季休眠期。

植被相当稀疏, 主要是由 *Chenopodiaceae* 和许多特殊形状的 *Zygophyllaceae*, *Ephedraceae*, *Tamaricaceae* 极旱生的小半灌木和灌木组成。蒿属的作用不甚大。

因此, 据上所述, 完全有理由不把亚洲荒漠区划成二个(象 E. П. 柯罗汝所认为的)荒漠生态类型, 而应把它划成三个极典型的荒漠生态(植物气候)类型: 中亚的(或者扩大些为地中海的)生态类型、哈萨克斯坦的生态类型和蒙古的(或者扩大为亚洲中部的)生态类型(图 1)。根据它们向亚洲大陆内部发展的范围, 是完全合乎规律的。

当然, 所划出来的每一个类型的特点是植物羣系独特的综合性、发展的历史、现代演替过程的方向及速度的重要差异, 生物性生产力以及植物物质在季节过程中的积累和破坏的重要差别。当然, 所有这些情况严重地影响着植被的经济特点, 因而, 在拟订有关合理利用和改变某些荒漠地区的措施时, 应当充分估计到。

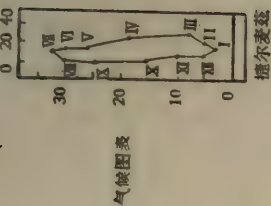
因此, 一方面要确定中亚和哈萨克斯坦以及亚洲中部典型荒漠之间的相当大的差别, 另一方面, 也自然产生了一些自然界的问题, 特别是, 荒漠类型的分布地区相互间的植物地理界线的问题。

如果说在划分中亚和哈萨克斯坦的荒漠方面是十分明确的, 那么, 直到最近由于具体资料的不足, 还谈不上在哈萨克斯坦和亚洲中部方面的划分。

前面谈过, 有一些科学家(如 E. П. 柯罗汝)没找出哈萨克斯坦和亚洲中部间的荒漠的重要差异。另外一些学者, 虽然承认了这些差异, 但是认为正确的界线是从蒙古阿尔泰(烏伦古河上游或者甚至阿德吉-博格达山脉)至东天山的最边缘部分, 然后沿东天山的分水岭向西到汗腾格里, 甚至到帕米尔阿赖。按这种见解, 整个北疆(或称准噶尔)和哈萨克斯坦的荒漠(即 B. И. 格魯博夫 1955 的准噶尔吐兰省)可视为统一的整体。甚至根据 M. Г. 波波夫(1931)的初步结论, M. M. 伊林在他的最近著作中(1958)把整个准噶尔归类于中亚的北部荒漠。

在我们看来, 根据对植被十分完善的野外调查, 确定重要的植物地理界线是新疆综合考察队植物工作者最重要的科学成果, 这条界线, 几乎与在新疆境内的中苏国界相吻合。毫无疑问, 除开额敏谷地(塔城区的)和伊犁河上游(伊犁区的)新疆的绝大部分地区, 几乎包括整个准噶尔应看作亚洲中部地植物学亚省的组成部分。这可以通过具体分析平原和垂直带的典型植物羣系的分布以及研究哈萨克斯坦或亚洲中部所特有的最重要的建群种和典型种的植物地理分布得到证实。

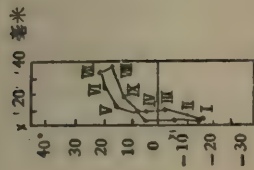
中亚类型的
(地中海的)



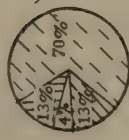
一年四季的降水量比例



蒙古类型
(亚中部)



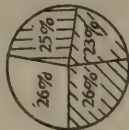
达兰札达加德



乌兰巴托



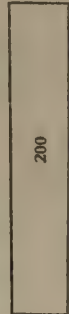
卡里斯克



营养期的时间



营养期的气温总量



3200°—3500°



2400°—2600°

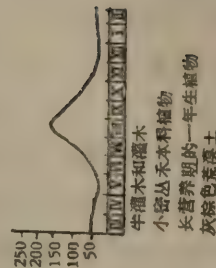
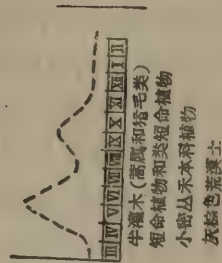
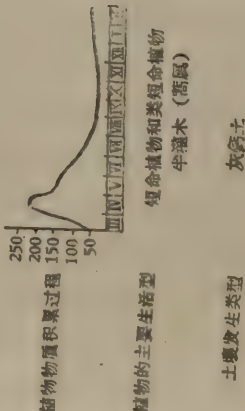


图 1 欧亚荒漠与半荒漠的生态(植物气候)类型

現對此論斷略論証之。

在新疆北部，額爾齊斯河谷地和喬桑盆地出現亞洲中部和哈薩克斯坦的荒漠和荒漠草原的明顯交接帶。但是，還不能夠認為在文獻中(A. B. 普羅卓羅夫斯基, 1940)所形成的關於喬桑盆地是亞洲中部的一部分的概念是正確的。實際上，喬桑盆地明顯地具有哈薩克斯坦的荒漠草原外觀，僅僅在盆地的最東南部分和其里克塔的山間谷地，才出現亞洲中部的植物羣系。

繞着沙烏爾山脈，沿着它的南麓和寬闊的和布克谷地，正如我們所確定的羽茅 (*Stipa glareosa* P. Smirn)、閉穗 (*Cleistogenes Thoroldii*)、矮葉假木賊 (*Anabasis brevifolia*)組成的極稀疏的荒漠草原，居有絕對優勢。這直接相似于戈壁的(亞洲中部的)草原。

界山隆起的烏爾卡沙爾，與南邊的准噶爾界山的中山諸山系——扎依爾、馬依里和巴爾雷克相連的分水嶺鞍形地，就是這條特征的界綫。它沿着鞍形地的東側，逐漸擴展，并向准噶爾平原突出。由梭梭(*Haloxylon ammodendron*)和伊林藜(*Iljinia Regelii*)組成典型的亞洲中部石質礫質梭梭荒漠，幾乎直抵分水嶺。反之，已經位於蘇聯境內的阿拉庫爾盆地的開闊鞍形地的整個西側山坡，則為哈薩克斯坦所特有的蒿屬羽茅荒漠草原，蒿屬荒漠和短命植物蒿屬荒漠(由 *Stipa sareptana*, *Artemisia sublessingiana*, *A. kaschgarica*, *Carex pachystylis*, *Poa bulbosa* 及其它植物組成)所占有。

馬依里—扎依爾—巴爾雷克的中山乃是相當高起的(達海拔高 2,000—2,400 米)准平原面，僅在面向阿拉庫爾盆地與准噶爾山門的山地隆起的西坡具有典型的哈薩克斯坦性質的植被。反之，山地隆起的丘陵表面本身卻為山地草原所占据，這些草原在外貌和建群種組成(*Festuca sulcata*, *Cleistogenes squarrosa* (Trin.) Kong., *Artemisia frigida* Willd., *Potentilla acaulis* L.)方面與亞洲中部北方(杭愛山與蒙古阿爾泰山)的山地草原極為相似。敞向准噶爾平原的扎依爾與馬依里山東坡被復着亞洲中部類型的荒漠草原，通過低山帶的 *Nanophyton erinaceum* (Pall.) Bge., 和 *Salsola rigida* Pall. 荒漠而進入准噶爾平原的梭梭石質荒漠。

准噶爾山門地帶，由艾比湖直到蘇聯邊境，其底部也為梭梭荒漠所占据；後者在山前沖積錐上則被亞洲中部類型的麻黃 (*Ephedra Przewalskii* Stapf.) 和伊林藜 (*Iljinia Regelii* E. Kor.) 羣系所代替。

大概再往西北去，在蘇聯境內的阿拉庫爾湖地區，這一深入准噶爾山門的亞洲中部的梭梭荒漠就被吐蘭類型的蒿屬荒漠所代替，但梭梭荒漠卻比在蘇聯地植物學圖上所標志的(E. M. 拉甫連科與 B. B. 索恰瓦, 1956; Л. Е. 羅津, 1956)更接近于湖。

被山脈相當強烈地嵌入和壓縮的整個艾比湖盆地，強度地荒漠化。在盆地的平緩的礫石——石質洪積扇上仍然是梭梭荒漠占優勢。僅在其西北部，在沿着准噶爾阿拉套山南麓通過的博樂塔拉谷地中，梭梭被混生的梭梭—蒿屬荒漠、小蓬—蒿屬荒漠和蒿屬 (*Artemisia borotalensis* P. Pol.) 荒漠所更替。艾比湖盆地的南側和西南側為克孜—安切克山脈的強度荒漠化的坡地與扇地所構成，在其上占優勢地位的變為亞洲中部類型的、稀

疏的具有 *Anabasis brevifolia* C. A. M. 的小半灌木荒漠, 或者变为具有 *Stipa glareosa* P. Smirn., *Allium polyrrhizum* Turcz. 和伴生种: *Aristida adscensionis* L., *Pappophorum boreale* Griseb 等的荒漠草原。

荒漠草原上升到相当高的绝对高度, 占据着山间谷地与盆地(赛里木湖, 乌尔塔克—沙拉谷地)的底部, 并且与山地矮草狐茅草原直接相连接, 这也正如在蒙古阿尔泰所观察到的情况一样。这样, 整个艾比湖盆地及从西部与之相连的、在分歧的准噶尔阿拉套与博罗霍洛山脉之间结束的山谷地区基本上都具有亚洲中部的外貌。

位于赛里木湖正南, 越过塔尔金山隘后的伊犁谷地却决不能与此相提并论。具有巩乃斯、特克斯与喀什等支流的整个伊犁河上游洩去了东天山山脉相当大面积上的水分。当所有上述支流汇合之后, 伊犁河谷就剧烈地加宽并且更远向西而去, 在苏联境内开豁地进入巴尔喀什盆地。

无论是伊犁谷地本身, 或是其周围的山坡, 都与哈萨克斯坦的荒漠平原和北天山有着极多的共同之点。在这里的古老黄土状阶地上, 具有 *Artemisia transiliensis* P. Pol. 和 *Art. borotalensis* P. Pol. 的蒿属荒漠占绝对优势。伊犁谷地中的砂地与巴尔喀什和莫容孔的砂地也有着许多共同之点, 只是在这里才具有从西部过来的并且不再往东去的 *Carex physodes* M. B., *Ammodendron argenteum* (Pall.) O. Ktze., 属于 *Ammodendron* 系的砂生黄芪等, 也有更多的短命植物。

在沿着博罗霍洛和凯特明山脉的低山带上, 分布着在发育节律和组成方面独特的 *Andropogon ischaemum* L. 的草原, 这种草原一般是分布在西天山的。只是在伊犁地区, 北天山类型的杂类草——密丛禾本科草的草甸草原(具有 *Stipa kirghisorum* P. Smirn., *S. rubens* P. Smirn. 等)才得到大面积的分布。也只是在这里, 在森林带的下部发现了具有 *Malus Sieversii* (Ldb.) M. Roem. 和 *Armeniaca vulgaris* Lam., 并混生有丰富的灌木的阔叶林, 赋有如外伊犁阿拉套山的特征, 它并不再进入东天山的深处。

目前暂时不必区分东天山的整个山系, 但仍应指出属于伊犁河流域的整个山系部分是明显地倾向于北天山。再往东, 东天山的整个北坡虽然在林带中还保留着与北天山相似的特点, 但仍具有相当大的独特性。不必谈到朝向塔里木盆地的东天山南坡, 这里荒漠化非常强, 几乎没有森林并且在高山带中比较相似于内部天山的内陆剥蚀高原(由 *Cobresia capilliformis* 组成的蒿草蕪原以及具有 *Ptilagrostis subsessiliflora* (Rupr) Roscher 的高山细柄茅草原的多度)。

只应指出, 南疆(喀什噶尔)的山前平原以及在西部与其相邻的天山和柯克沙尔的强荒漠化的山坡复盖有亚洲中部类型独特的植物羣系。

因此, 在研究植物羣系沿上述的植物地理界线的分布之后, 我们应当得出有关该界线的实践意义。当然, 承认这条界线不应当是绝对的。虽然我们在哈萨克斯坦和北天山许多地方见到亚洲中部类型的片段或者个别羣丛, 但是完全清楚, 亚洲中部荒漠台地的主要植物羣系如 *Haloxyloneta ammodendrii*, *Ephedreta Przewalskii*, *Nitrarieta sphaerocarpace*,

Reaumurieta, *Iljinia* 都不超出上述界綫西面。

另一方面,在吐兰和哈薩克斯坦平原上占优势的最典型地带性羣系,如蒿屬羣落(由 *Sepiphidium* 亚屬的种子所形成的粗, *Artemisia* 屬),落叶松叶盐蓬羣落(*Salsola laricina*),假木賊羣落(*Anabasis salsa*)也不超出亚洲中部的台地,虽然只在东天山和蒙古阿尔泰的前山地帶見到它們,但逐漸向东消失。

用不着对这种相互关系作比較詳細的分析,但应指出,無論在地植物学方面,或者植物区系学方面,可以找出許多其它例子来証实这一共同的規律。根据这一点,并且考虑到亚洲荒漠区地植物学区划的正确見解,目前我們可以在新疆地区作如下所述来确定中亚和亚洲中部的地植物学亚区(图2)。



图2 亚洲荒漠区的中亚地植物学亚区与亚洲中部地植物学亚区之間的植物地理界限

接着,轉向新疆的主要植物羣系的地理分布和生态适应性的一般概述,首先我們只得簡單討論这一辽闊的内陆大陆性地区的某些自然、历史的特点。

新疆植被生存的生态条件极为独特,并且整个說来目前还研究得不够。

与吐兰和哈薩克斯坦荒漠平原地形的主要差別只是在南面被中亚許多山地隆起所圍繞,新疆的地表在地貌上出現了比較复杂的結構并且形成許多巨大山体和寬广山間盆地的組合。新疆的地面占据着两块巨大的盆地:北部的准噶尔盆地和南部的喀什盆地(或者塔里木盆地),它們被位于北面的蒙古阿尔泰所圍繞,而在南面則被維伟的昆仑山和西藏

高原所环绕。这两块盆地被約位于中間的东天山的山地隆起远远分开，东天山在新疆东部边缘分离为平缓低矮而彼此孤立的山脉。

准噶尔盆地在西面和西北面被准噶尔界山(巴尔雷克、馬依里、扎依尔、烏尔卡沙尔)中山山地隆起所限制，这些山地隆起与准噶尔阿拉套山，东塔尔巴加台和沙烏尔山一起在某些地方形成中断的和在天山与阿尔泰之間的交接地带。

北疆荒漠地区与哈萨克斯坦和吐兰的平原和小殘丘地区的直接联系，則通过准噶尔界山山隘，特别是通过准噶尔山門的地塹而实现。

喀什噶尔盆地的西部还更明显地从汗騰格里山結的南南西分出柯尔沙尔的高大山脉，柯尔沙尔繼而与帕米尔阿賴和喀喇昆仑山脉相連。

因此，上述这两块盆地的北面、南面和西面被巨大的山体包围，而只向东面(中央的戈壁荒漠)开闊。

当然，地形与邻近地区分离的这种程度給新疆的許多自然地理特点留下了深刻的烙印。

新疆地表的隆起相当高为第二点重要的特征。北疆最低的位置是艾比湖盆地和准噶尔山門地区，它們位于250—350米的高度，准噶尔的主要地区为海拔高度500—600米左右。

尽管在天山南麓具有唯一低于海面高度的吐魯番魯克沁盆地，但位于較南的喀什噶尔盆地仍具有900—1,000米左右的中等海拔高度。

如果考虑到几乎新疆所有的山脉都达到3,000—4,000—5,000米，那么可清楚地看到绝对高度具有相当的变幅，这就首先决定着高山中的冲刷和山脉及盆地边缘沉积物堆积的最强烈过程。所有这些都反映在极广泛发育的洪积-冲积扇上，古代及現代的冲积錐以及填滿巨大山間盆地的古代冲积沉积物及湖相沉积物的雄厚地层上。

阿尔泰、天山以及昆仑山的山系是凝聚水分給新疆的特殊干旱平原予生命的巨大山岳地区。来自基岩地带的地下水水流及地表水，深深地切割着洪积地层，并且在許多地方只在洪积扇和冲积錐的基部，形成地下水溢出和地下水位高的寬广地带。

具有很明显的雪水补給类型的和随季节流量有很大变化的河流，下到山間平原經常变迁和改变其河道以及改变径流末端流域的河槽。

沉积物的岩石成分极其多种多样，而这取决于地形位置的条件以及地形形成的历史。

在山坡的下部和中部以及部分扇形地，在許多地方分布着再沉积的黃土壤土以及粉砂質黃土状壤土或者分布着分选能力差的砾質卵石質壤土和沙壤。在坡积-洪积层的主要部分，在古代和現代的冲积錐以及殘余阶地上分布有冰水卵石、粗大卵石以及成层次的无分选的砂壤-壤土沉积物的厚层。

寬广的山前三角洲堆积平原主要是由古代冲积沉积物或者古代湖相粉砂質或者細砂質沉积物所形成，該平原在准噶尔盆地和喀什噶尔盆地的中央部分再沉积着巨大的砂地：庫尔班通古特和塔克拉瑪干。在这里夹有石膏成层状的壤土和砂壤构成的第三紀剝蝕平

原和残余台地具有次要的意义,它们的地表受到风蚀,因此复盖有砾石石质壳。

当然,在母岩多种多样的岩石成分和生境的不同水分、盐分状况的条件下,除垂直成带现象(水平成带现象)外,主要地区的土被是很复杂的。

在大气土壤形成的条件下,在北疆平原上到处发育着正如 B. A. 諾辛(1958)所确定的地带性灰棕色荒漠土。看来只在有限的地区(伊犁和塔城)在台地上才以碳酸盐的灰钙土或者棕色荒漠土类型为主。

南疆(喀什噶尔)平原在土壤方面还研究得不够,大概这里大半是灰棕色土的很原始的变种,它们在任何情况下显得更为独特。

在水成和半水成土壤形成过程的条件下分布有盐渍土的许多变种,并且盐渍化程度,在某些情况下可能高得惊奇(一直到形成盐结皮)。

新疆地区大陆发育的长久周期,不久以前在地质上发生地形的多次变化,许多山区强烈的古代冰川作用和与此有关的湿润期以及紧接着湿润期而到来的第四纪期间的干旱化的强大过程,总之,新疆整个复杂和丰富的发展史也对植被的特点和植被顺序的发展起了莫大的影响。

用不着具体分析气候特点就可恰当指出,新疆的位置处于亚洲大陆的腹地,并且被高山山体所封闭,挡住湿润的气流,这决定着气候的极其大陆性。降水量普遍稀少,生长期短促,植物发育临界时期内不利的生态因素的綜合(首先是温度和湿度),气候的强烈变化——所有这些因素在这里表现出整个亚洲中部十分典型的现象。当然,某些局部的特征主要是由于新疆处于中亚和哈萨克斯坦的边界位置所产生。例如:夏季的最大降水量与蒙古的戈壁部分相比较就显得不怎么明显。

有趣的是上面所指出的植物地理界线在各个自然区的气候特征中得到证实,如伊犁谷地和额敏(塔城)谷地,显然倾向于哈萨克斯坦,它们与哈萨克斯坦具有相似的气候图表类型,而新疆所有其它的气象站在温度和降水量的关系以及其它标志方面显然不同于伊犁和塔城。

地形极其明显的影响着各个地区气候的性质。例如,东天山的纬度走向几乎横挡住主要的西北气流,这就使得面向准噶尔盆地的天山北坡、前山以及部分山前平原具有较好的水分条件。同样应当谈到拥有来自西北方的主要降水量的伊犁谷地上游。这里的森林、草甸草原和亚高山草甸具有相当大的发育。天山南坡一过,到分水岭之下,则显然不同于北坡,这里的特点是干旱,林带强烈退化,并且典型荒漠景观的山地具有相当大的坡度。

在许多情况下,极其明显地可以看到由地形所形成的“雨影”条件。例如,和布克高谷地具有高度的干旱性,该谷地在西北面被楔形下降的沙乌尔山、谢明斯介依山和乌尔卡沙尔山所挡住。在这种情况下,有趣的是在和布克谷地以典型的亚洲中部荒漠草原和荒漠占优势,而在沙乌尔西北部开阔的前山地则完全没有。

在我们看来,艾比湖盆地的高度荒漠性在许多方面是与地形的特点和被地形所决定的气团循环有关。

最后,整个喀什噶尔(塔里木)盆地在这一方面是最为明显的例子。在这里感到惊奇的是在汗腾格里的許多巨大山脉围绕的盆地西北部荒漠上升得很高。例如:在阿克苏地区猪毛菜荒漠和麻黄荒漠几乎上升到2,800—3,000米至古代冰川作用的冰迹物且与現代冰川的末端部分十分接近(20—25公里长)。

我們不同意某些气象学家徒劳地在复杂的气候公式中,企图寻找和表現对植被的多因子的同等作用,我們认为为了闡明各个地区的植物气候的特征还可以有效地应用温度和降水量之間与植被的簡單联系;另一方面,特别是与植被的季节发育节律的联系。

戈謝因-瓦尔捷尔(Госсен-Вальтер)的气候图表在这方面是非常有意义的,它能够明显地判明这种情况的联系。現在不对它們的相互关系作詳細的分析,适合于我們地区的只是研究植被中与降水量和温度变化有关的短命植物期的問題。

中亚荒漠和草原的短命植物层片和类短命植物层片的巨大作用是大家所知道的,这种作用完全与早春时期水分和热的良好状况相一致的。許多观察証明,哈薩克斯坦的荒漠和草原带中該层片在植被中的作用显著减少。至于亚洲中部 H. B. 巴甫洛夫(1929)已經指出过,相应的蒙古北部完全缺乏短命植物是这里草原的特征。

后来这一特征在喀什噶尔荒漠(М. Г. 波波夫,1931)和整个蒙古(А. А. 尤納托夫,1950,1954)比較廣泛的資料得到証实。亚洲中部草原和荒漠缺乏短命植物相和类短命植物相是完全肯定的,这也許說明了当地气候的特征,特别是寒冷和十分干旱的春天。

因此,比較詳細地研究新疆地区短命植物和类短命植物分布的問題是很有意义的。闡明一般的規律,及随着向东发展短命植物相逐漸消失的現象。例如:分布在伊犁和塔城地区黃土状壤土的蒿属荒漠的成分中还有相当多的短命植物和类短命植物,那怕它們只在极湿潤的年份中形成明显的层片。在这里还經常見到这些类短命禾本科植物,如 *Poa bulbosa*, *Colpodium humill* (M. B.) Griseb., *Carex pachystylis* Yay., *Tulipa holpakovskiana* Rgl., *T. biflora* Pall. 和它们的植物, *Euphorbia rapulum* Kar et Kir 和 *Leontice incerta* Pall., 具有块根的 *Eremostachys moluccelloides* Bge. 和許多一年生植物——短命植物: *Eremopyrum orientale* (L.) Yanb. et Spach., *Trigonella arcuata* C.A.M., *Malcolmia africana* R. Br., *Tetracme quadricornis* (Steph.), *Lepidium perfoliatum* L., *Lepidoleum filifolium* DC., *Veronica campylopoda* Boiss., *Koelpina linearis* Pall. 及其它植物。

但再往东,在准噶尔盆地有許多上述的短命植物已經缺乏或者見到的只有相当少的数量,它們只在蒙古阿尔泰的前山部分和在东天山北坡的蒿属荒漠、小蓬荒漠和假木賊荒漠作为少数的混生植物出現。

下到准噶尔山前平原,所有上述短命植物和类短命植物都减少了,在这里占优势的、分布在砾质壤土基質上的梭梭荒漠的組成中沒有它們。

在伊犁河谷的砂地上,除了典型的中亚砂生植物之外,还見到具有类短命植物类型特征的 *Carex physodes* M. B. 的发育,繼而向东,在准噶尔的砂地上已經見到它,虽然某些砂生植物,如一年生短命植物的 *Schismus arabicus* Nees, *Tetracme recurvata* Bge., *Spiro-*

rhynchus sabulosus Kar. et Kir. 以及鱗莖類的類短命植物 *Eremurus inderiensis* (M. B.) Rgl., 它們沿着庫爾班通古特沙漠移向瑪納斯, 而甚至可能稍為遠一些。

在整個阿爾泰和天山的前山帶, 所有的短命植物和類短命植物不分布到東面的巴爾庫和阿德吉—博格多的子午綫, 而遠一些, 在戈壁任何地方都見不着。

甚至整個南疆(喀什噶爾), 則在我們考察隊工作的基礎上, 可以有足夠的信心說, 在這裡它們幾乎完全缺乏, 並且在這裡的荒漠和草原的主要類型中不起任何植物羣落作用。個別見到的種, 如 *Malcolmia africana* R. Br., *Tetracme quadricornis* Bge., 它們分布在耕地和牲畜休息地並且通常是外來的植物。

現在談到新疆主要植物羣系簡短的生態地理特徵。

一、荒 漠

荒漠作為地帶性的植被類型, 在南疆和北疆很廣泛地分布。它不僅分布在寬廣的台地和巨大山間盆地的斜坡上, 而且幾乎總是占據着山前洪積扇、古老的沖積錐和階地, 並在許多情況下上升到低山, 或是在一些情況下甚至上升到山地隆起的中部高度。如果考慮到新疆所特有的干旱性的整個程度, 那麼在這一點上我們就感到有什麼奇怪的。在最近對荒漠羣系的接觸, 它在頗大程度上取決於土壤土質條件的相當複雜的多样性。我們將首先討論分布在壤土質的和有不同程度礫石—卵石基質上的羣系, 從在中亞和哈薩克斯坦平原上廣泛分布的代表開始談起。

Seriphidium 亞屬的建羣種所構成的蒿屬荒漠和短命植物——蒿屬荒漠, 正如上述, 主要是在伊犁和塔城地區的細土, 弱度礫質的土壤上。繼續向東去, 在准噶爾盆地中, 由 *Artemisia kaschgarica* Krasch., *A. borotalensis* P. Pob. 和 *A. terraealbae* Krasch. 構成的蒿屬羣落僅見於東天山北坡由博樂塔拉到奇台和木壘河的山前地帶。

由 *Artemisia terraealbae* Krasch., *A. Schischkinii* Krasch 構成的蒿屬羣落, 稍微草原化, 從蒙古阿爾泰的山麓伸延到烏倫古, 甚至延到坦契—戈爾 (Татчи-Гол 已經在蒙古人民共和國的戈壁境內)。

在東天山以南喀什噶爾範圍內, 蒿屬荒漠完全沒有發育。我們僅僅劃出分布在屬於東天山前山部分的拜城盆地中的渭干河沖積錐上的由 *Artemisia kaschgarica* P. Pob. 構成的蒿屬羣落的區界。

在小半灌木豬毛菜的荒漠羣系中與蒿屬羣落最經常結合在一起的是小蓬羣落 [建羣種——*Nanophyton erinaceum* (Pall.) Bge.], 因為在許多情況下它乃是在礫石—碎石基質上的蒿屬羣落的演替系列的先鋒羣落 (例如, 在伊犁河谷地的古老階地上)。

然而, 也經常見到小蓬羣落是獨立的, 但也總是在沿着東天山的扎依爾和蒙古阿爾泰的低山帶的洪積扇和沖積錐的前山部分。在喀什噶爾範圍內完全沒有發現小蓬羣落。

假木賊荒漠 [由 *Anabasis salsa* (C. A. M.) Benth. 組成] 沿着東天山北坡零星分布。它的最大片的羣落分布在奎屯和安集海之間的平緩洪積扇上, 以及在東部的木壘河。組

成极为貧乏的、由 *Anabasis salsa* (C. A. M.) Benth 与 *A. eriopoda* (Schrenk) Benth. 构成的独特的假木賊羣落見于烏尔卡沙尔山隘的山間洼地的东坡，在那里它分布在強度石質的基質上并在絕对海拔高度 800 米处与梭梭石質荒漠相联接。

我們所划出的沿着蒙古阿尔泰的假木賊荒漠的最东部分布地点，已經在蒙古人民共和国境内，是在北塔山脉的北麓，在那里它見于盐漬化的砾石基質上。东天山以南則缺乏假木賊羣落。

具有 *Salsola rigida* Pall. 的小半灌木粗糙盐蓬荒漠只是发现在扎依尔山脉的下降到准噶尔平原中的东部洪积扇上。繼續向东去，和在南疆一样，沒有見到粗糙盐蓬羣落。

在哈薩克斯坦(例如，在別特帕克—达拉)荒漠的平原地方，这样經常占优势的半灌木木本盐蓬荒漠 [*Salsola arbuscula* Pall., *S. laricifolia* (Turcz) Litw.]，在新疆实际上不起任何作用。木本盐蓬最东部的片段分布地点曾出現在烏尔卡沙尔山隘山間洼地本部。

上述所列举的羣系在建羣种組成，一般的結構和投影盖度方面与典型的哈薩克斯坦荒漠是如此相似，而在北疆則具有很严格的局限性，并且主要只是分布在低山、洪积扇与古老的冲积錐上。因而，它們不下入平原，并且总是分布在相当高的高度(海拔高 800—1,000 米左右)，在新疆山地隆起的垂直带系列中作为第一带。

当然会产生这样的問題：是什么占据着北疆与南疆平原的主要面积，它們所特有的荒漠羣系是什么类型？

暂时不談到占据着准噶尔与塔里木盆地中央部分的砂地的特征，但将指出被亚洲中部类型的独特羣系所占据着的山前古老冲积平原与洪积扇斜坡的广大地面。

具有 *Haloxylon ammodendron* (C. A. M.) Bge. 的梭梭荒漠—石質荒漠是在北疆(准噶尔)分布最广泛的、地带性的荒漠类型(图 3)。在地形上，它分布在寬广的洪积扇与斜坡上，占据着第三紀台地的平坦地表。

梭梭荒漠在准噶尔盆地的頗大部分占优势；在瑪納斯河下游，在扎依尔的洪积扇和山前平原上，在扎依尔和謝米斯台之間的寬广谷地中，在額尔齐斯与烏伦古的河間地，并在艾比湖盆地的洪积扇上占有相当大的部分。

梭梭林下的土壤是典型的灰棕色荒漠土，常是不发育的，总是有頗大程度的砾質—卵質，或为碎石質，在地表总是明显地形成荒漠漆皮的石質壳。小地形一般发育良好：平緩的，沒有植被的裸露小土堆有規律地与稍下陷的低地和冲刷較深的間歇水流沟相交替，其上分布着不高的(50—150 厘米以下)弯曲的梭梭小植株。

梭梭荒漠毕竟还是亚洲中部类型的荒漠羣系，它們的特征是強度稀疏，投影盖度不超过 5—10%，如果有根系郁閉，也只是在小低地中。

荒漠的种类組成极度貧乏，往往在这里的羣丛中簡直是单一組成的，通常在 100 平方米的記名样方中，总是共計不过几十株植物个体。

梭梭林的层片結構很簡單，在这里沒有短命植物，土表地衣和藻类通常是缺乏的。

地带性荒漠类型結構这样的貧乏和單純，完全是与超干旱的环境有着有規律的联系。

在北疆与梭梭石质荒漠相结合的还有两个独特的荒漠羣系,虽然在这里并不据有很大面积。它們二者都是梭梭荒漠主要地带性类型的演替系列的先鋒羣落。



图3 具有 *Iljinia Regelii* (Bge.) E. Kor. 的伊林藜石膏荒漠。准噶尔盆地,烏尔禾以南的札依尔山前平原

Soongorica (Pall.) Maxim.] 乃是在准噶尔分布度占第二位的羣系,較严格地与毗邻于东天山北坡的山前古老冲积平原相联系。其与梭梭林之不同在于这个羣系是很好地标志着粉砂壤土质的、弱度砾石质的,通常有相当程度盐化的灰棕色土壤。

琵琶柴荒漠也是极稀疏的,然而毕竟是較成型的。它們的投影盖度达到15—20%,在許多情況下見到不多数量的一年生猪毛菜类植物,而在植丛之間的稍龟裂地表有着土表藻类和地衣的灰黑色小胶膜。

最大片的琵琶柴荒漠伸延在天山与庫尔班通古特砂地南緣之間、西起烏苏东达奇台的寬广地带。所有这些地方現在許多(特别是在瑪納斯)生荒地已經开垦为灌溉农地。

具有短叶假木賊 (*Anabasis brevifolia* C. A. M.) 的小半灌木猪毛菜羣落出現在稍高起的、主要是处在“雨影”地带、且是干旱的山間谷地的底部,例如在艾比湖盆地西南部的和布克谷地,而尤其是在准噶尔东部,天山与北塔山之間,并且它首先具有亚洲中部最大的特有种的作用,广泛分布在蒙古戈壁。它分布在粉砂壤土质和強度碳酸盐的棕色土上,

Ephedra Przewalskii Stapf. 羣系分布在比較年青的強度石质—碎石质的,具有完全不发育土壤的冲积錐上。

这里的羣落结构还是比較不完整的。通常共計不超过1—2—3种植物,在100平方米的記名样方中常常不超过5—10丛麻黄。在准噶尔 *Ephedra* 羣系出現在从准噶尔阿拉套下降到准噶尔山門方向的艾比湖盆地的冲积錐上。

在表层有強度石膏的第三紀沉积物上,还有更为稀疏的 *Iljinia Regelii* (Bge.) E. Kor. 所构成的羣系(图4)发生于梭梭林之前。在砾石—卵石质地表上偶尔可見,但决非在每一公亩上可見到这种喜石膏植物的个别小丛,通常沒有伴生种。伊林藜荒漠羣系分布在瑪納斯河下游,烏尔禾及和布克,也就是在准噶尔盆地的西部,在艾比湖的古老阶地上也見到它。

琵琶柴荒漠 [具有 *Reaumuria*

通常距地表不深就有相当程度的砾质化。最后在底山的扇地及其石质坡上较经常有具有 *Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M. 的优若藜荒漠, 或多或少地混有戈壁类型的石生植物 [*Ptilagrostis pelliotii* (Danguy) Crub., *Sympegma Regelii* Bge. 等]。



图4 在东天山南部扇地上的琵琶柴-猪毛菜荒漠 (*Reaumuria soongorica* (Pall.) Maxim., *Kalidium Schrenkianum* Bge., *Anabasis truncata* (Schrenk.) Bge.), 喀什噶尔, 拜城盆地

看起来好象荒漠植物羣落的形成在北疆平原极为干旱的条件下已达极限的程度。然而, 甚至是对南疆极肤浅的了解也证明远非如此。

在东天山南坡, 如前面所指出的, 荒漠不仅占据低山带, 甚而还占据到中山带。这里在柯坪, 客义尔, 拜城, 乌什的高起的山间盆地底部, 石质荒漠是占优势的类型, 这种石质荒漠与准噶尔的并不相似: 具有 *Sympegma Regelii* Bge. 的合头草石质荒漠, *Salsola montana* Litw. 的盐蓬石质荒漠, *Zygophyllum xanthoxylon* Maxim. 的霸王石质荒漠, 具有 *Kalidium Schrenkianum* Bge., *Anabasis truncata* (Schrenk) Bge., *Gymnocarpas Przewalskii* Maxim., *Reaumuria soongorica* (Pall.) Maxim. 的琵琶柴-猪毛菜石质荒漠(图5)。所有这些羣系的



图5 在庫尔勒与庫車之間的东天山洪积扇上的麻黄荒漠 (具有 *Ephedra Przewalskii* Stapf.), 南疆

特征是种类组成极端贫乏和极端稀疏。

随着来到喀什噶尔平原,植物的生存条件更为恶劣。这里的砾石-卵石洪积扇上已经不是棱棱石质荒漠,它的位置在粗大的基岩上为 *Ephedra Przewalskii* Stapf. 的羣系(图6)所代替,或者在碎石质的洪积扇上,是由特别独特的亚洲中部特有的 *Nitraria sphaerocarpa* Kom. 所构成的更为稀疏的单一组成的羣聚(图7)。麻黄羣落沿着东天山向西扩展,从托克逊到阿克苏,更远至喀什。白刺荒漠,正如 B. A. 科马罗夫(1908)已经确定,在哈密地区有广泛的分布,现在基于我们的观察已搞清楚它远远向西伸到乌什与柯坪山,然后绕着塔克拉玛干沙漠一直到和闐见于昆仑山的洪积扇。还确定了白刺荒漠广泛地分布于北山,尤其是在它的南沿,以及分布在南山的扇地,几乎达到艾津沟的子午线。



图6 在哈密绿洲附近的山前平原上的白刺



图7 鄯善县附近的塔里木谷地旁边的塔克拉玛干沙漠北缘的荒漠(具有 *Nitraria sphaerocarpa* Kom.), 南疆

伊林藜荒漠(具有 *Ilinia Regelii* E. Kor.)在含有石膏的土壤上(例如在康尔勒地区)有相当少的发育,而在粗大的砂质洪积物上见到片段的具有 *Calligonum Roborowskii* A.

Los. 的砂拐枣羣落。

所有这些羣系的稀疏程度都特別大，在这里即使是根系的郁閉度，通常也是談不到的。

在許多地方，在完全裸露的复盖着砾石-卵石壳的土壤上，个别的植丛彼此相距达几十米。

在南疆平原上，在几十公里的路綫上进行記載时，发现在砾石对地表上完全缺乏多年生的高等植物的情况(托克逊盆地的洪积扇，在叶城与和闐之間的昆仑山的洪积扇，喀順戈壁)。可能在特別多雨的年份在这些地方可以发育一年生的长营养期的猪毛菜(主要是 *Halogeton glomeratus* C. A. M.)，关于生长在土壤中的低等植物，我們暂时不能談什么。当然，这种很独特的景观需要特別的研究，以便得到关于在其中的土壤过程和生物性因素作用的性質，以及它們一般应当属于何种荒漠类型的肯定結論。

新疆的沙漠也具有很明显的独特性。我們曾經指出，只是在伊犁地区与滨巴尔哈什和莫容沙漠的沙漠頗为类似。

处在准噶尔盆地中央部分和艾比湖盆地底部的砂地主要是被稀疏的梭梭林所占据。有趣的是，在准噶尔西部的建羣种或者是白梭梭 (*Haloxylon persicum* Bge.)，或者是梭梭 (*Haloxylon ammodendron* Bge.) (图 8)。



图 8 在巩乃斯河上游(伊犁河流域)由 *Picea sohrenkiana* 构成的云杉林，东天山

在瑪納斯以东，前一种逐漸被后一种排挤，远至北山和阿拉善砂地梭梭已独占优势。只是在瑪納斯河左岸，在平緩的和固定良好的壠崗波状砂丘上，在梭梭林中明显地形成了主要是由白蒿 (*Artemisia terrae albae* Krasch.) 所构成的小半灌木层。在半固定壠崗状砂丘的主要地面上是純梭梭林占优势，或混交有不多的 *Aristida pennata* Trin., *Artemisia santolina* Schrenk., *Calligonum mongolicum* Turcz. 和加入零星的砂生短命植物。

在砂地的周围部分，土壤表現強度的盐漬化，有琵琶柴，檉柳，无叶假木賊加入的梭梭

林占优势 (*Haloxylon ammodendron* Bge., *Reaumuria soongorica* Maxim., *Tamarix laxa* Willd 及这一属的其他种, *Anabasis aphylla* L.)。

南疆的沙漠相应地更为贫乏。梭梭林在这里的任何地方都不占优势,而只是分散地见于塔里木盆地的北缘。在这里的半固定砂地上出现有很稀疏的由亚洲中部类型组所组成的植丛(*Artemisia arenaria* S. L., *A. sphaerocephala* Krasch. 等),以及经常分布在薄层的、强度盐渍化的低地砂地上的 *Alhagi sparsifolia* Schap. 和 *Karelinia caspica* Less. 的植丛(托克逊盆地,塔里木河谷地)。

至于位于塔里木盆地中央部分的主要的塔克拉玛干砂地,则仅在其边缘见到稀少的檉柳、梭梭 (*Haloxylon ammodendron*) 灌丛(塔里木方面)和与砂岗间低地和半掩埋的老河床有关的 *Populus diversifolia* Schrenk. 小乔木。据现有的资料可以断定,在塔克拉玛干的新月形砂丘和砂岗的主要地面上是完全没有植被的(图 9、10)。



图 9 在和闐河入口处附近的塔里木河谷中由 *Populus diversifolia* Schrenk. 和 *P. pruinosa* Schrenk. 构成的杜加依林,南疆



图 10 在塔里木河谷中开垦了的盐荒地

在壤土質的強度盐化土和盐土上的多汁猪毛菜荒漠在新疆境內得到广泛的发育。它們处在湖盆地的边缘部分,見于地下水溢出带和消失在荒漠中的山地小河的末端部分。

有趣的是,在哈薩克斯坦广泛分布的滨藜 (*Atriplex cana* C. A. M.), 盐节草 (*Halocnemum strobilaceum* M. B.) 和盐爪爪 (*Kalidium caspicum* Ung. Sternb.) 的羣系只是出現在新疆的西部。而仅在北疆还零星地見到碱蓬 (*Suaeda physophora* Pall.) 和树盐蓬 (*Salsola dendroides* Pall.) 的灌丛。相反,盐穗木 [*Halostachys Belangeriana* (Meq.) Botsch.] 羣系却得到大面积的分布,特别是在南疆,而在东部地区是典型的亚洲中部的 *Kalidium gracile* Tenfl. 羣系。

多汁猪毛菜荒漠到处是与在組成上十分多样的适盐灌木的羣落相結合,这些羣落表现为各种各样的 *Tamarix*, *Halimodendron holodendron* (Pall.) Voss., *Lycium ruthenicum* Murr. 的羣丛,通常混生有这样的盐生-中生植物,如 *Trachomitum lancifolium* Pobed., *Poacynum Hendersonii* (Hook. f.) Woodson., *Glycyrrhiza glabra* L., *Sophora alopecuroides* L. 与盐生型的芦苇。

二、草 原

草原在新疆境內具有次要的意义。它在任何地方也不据有地带性的地区,总是与垂直带現象有联系,并且取决于山脉的位置,总是处在高的海拔高度,在任何情况下都不低于海拔高 800—1,000 米。它在蒙古阿尔泰分布最低,而在天山南坡和昆仑山北坡,它的下限上升到海拔高 1,700—2,000 米。

草原羣落分布的山坡决不都是細土質的,在羣落的組成中經常包括有或多或少的旱生灌木,并且与岩石露头和砾石坡麓积物的石生植被形成組合。

草原在其分布的下部垂直界限与荒漠相联接,当然,在它的外貌和結構上就保持有很明显的荒漠性的特征。

和以上的情况一样,新疆的荒漠草原在建羣种組成上可能与哈薩克斯坦和亚洲中部类型的羣系明显地划分开来。哈薩克斯坦褶皱地带所特有的这种蒿属-禾本科草荒漠草原 (*Festuca Sulcata* Hack., *Stipa sareptana* Becher., *S. capillata* L., *Artemisia sublessingiana* Krasch., *A. borotalensis* P. Pob.) 进到新疆境內,分布在蒙古阿尔泰,扎依尔和巴尔雷克的前山,以及在东天山的伊犁河谷地和在莫札尔特南部。繼續向东去它就被分布更为广泛的羽茅的和羽茅-閉穗荒漠草原 (*Stipa glareosa* P. Smirn., *S. orientalis* Trin., *S. gobica* Rosher., *Cleistogenes Thoroldii* Keng.), 猪毛菜-羽茅荒漠草原 (*Anabasis brevifolia* C. A. M., *Eurotia ceratoides* C. A. M., *Sympegma Regelii* Bge.), 蒿属-羽茅荒漠草原 (具有 *Artemisia Kaschgarica* Krasch., *Art. borotalensis* P. Pol.), 以及独特的蒙古戈壁北緣典型的 *Allium polyrrhizum* Turcz. 的野葱荒漠草原和野葱-羽茅荒漠草原所代替。

在更高的绝对高度,荒漠草原就被分布在地栗鈣土和暗栗鈣土上的禾本科草原所代替。

更干旱和趋向东部的草原主要是羽茅与闭穗草 (*Stipa capillata* L., *Cleistogenes squarrosa* (Trin.) Keng.) 组成的, 混生有其他的草原密丛禾本科草: *Agropyron cristatum* (L.) Gaertn. 与数量不多的旱生杂类草。在砾石基质上, 闭穗-羽茅草原相应地成为灌木-禾本科草草原, 具有 *Stipa capillata* L., *S. breviflora* Griseb., *Agropyron cristatum* Gaertn., *Artemisia santolinifolia* Turcz., 并混生有灌木: *Cotoneaster melanocarpa* Lodd., *Spiraea hypericifolia* L., *Caragana leucophloea* Pojark., *C. laeta* Kom. 及这一属的其他种。

在伊犁河上游, 沿着宽广的山间谷地(例如特克斯与克什)分布着更赋有北天山特征的禾本科草原, 它们是由狐茅和羽茅 *Stipa kirghisorum* P. Smirn., *S. Lessingiana* Trin. et Rupr. 组成的。在最好的水分条件下, 在山地黑土上, 这里还观察到向杂类草-禾本科草真草原的过渡, 甚而向草甸草原过渡的情况。

亚高山带的草原得到特别广泛的发育(图 11)。它们是由小密丛禾本科草混有喜冰雪的杂类草组成的(*Festuca sulcata* S. L., *Koeleria gracilis* Pers., *Artemisia frigida* Willd., 以及 *Oxytropis*, *Leonthopodium* 属的种及其他种)。亚高山草原在蒙古阿尔泰、在准噶尔



图 11 在索格丹套(柯克沙尔河流域)山地上部的黄土状沉积物上的山地草原

界山和东天山北坡是丰富的。在天山南坡它们受到一定的退化, 并在昆仑山仅见到较小的地段。

在东天山南坡的亚高山带(在高度 2,400—3,000 米)沿着高起的山间盆地底部(大、小尤尔都斯)与在内陆剥蚀高原的地表上, 相当广泛地发育着独特的细柄茅草原, 具有 *Psilagrostris purpurea* (Griseb.) Roshev. 与 *P. subsessiliflora* (Rupr.) Roshev.。在高山带的南坡也发现了具有 *Festuca Kryloviana* Reverd 并混有如 *Cobresia Capilliformis* Ty. *Trisetum spicatum* (L.) Richt., *Leonthopodium* 属的种及其它的这样的高山植物的高山狐茅草原。这些草原在台地和北坡有规律地被真正的高山嵩草蕨原所代替。

三、森 林

新疆的森林,除了少数外,都集中在山地隆起之中。

蒙古阿尔泰区域有最丰富的森林(它的一部分进到蒙古人民共和国境内)。在东天山森林主要是处在北坡,在南坡仅在个别的阴蔽处见到小片的森林。在准噶尔界山除了准噶尔阿拉套,塔尔巴加台与沙烏尔山以外,是完全无林的(仅在巴尔雷克的西北坡有一些面积有限的森林地段)。

已经知道,仅在昆仑山西部与沿帕米尔山脉中的极有限地区有由 *Picea Schrenkiana* F. et M. 构成的小片云杉林。

在蒙古阿尔泰山南坡,森林带比较明显并且很好地分化,虽然这里的森林不是整片分布的,而是大部分分布在阴坡与谷底,在强度干热的南坡向,则让位给草本群落。

在森林带的上部见到由 *Pinus sibirica* Mayr. 构成的松林,向下它通常被 *Picea obovata* Ldb. 构成的草类云杉林,或局部被藓类、云杉林所代替。这些云杉林在额尔齐斯河上游以东则完全被落叶松林 (*Larix sibirica* Ldb.) 所代替,至于落叶松林本身实际上不越过烏伦古谷地(已在蒙古人民共和国境内)。

落叶松林下降到蒙古阿尔泰山森林带的下部,与山地草原群落相结合。

继而向西南,具有丰富草本地被物的落叶松林仅发现于沙烏尔山南坡,已经知道,它们的孤立分布地点是在与蒙古交界的北塔山脉的上部垂直带。

在东天山落叶松早就发现于巴尔庫与喀尔雷克塔格山脉的北坡,与天山云杉构成混交林分;现在在下降到托克逊盆地的博格达山南坡的阴蔽处也首次发现了落叶松。继而向西与西北,完全没有落叶松,在准噶尔阿拉套与塔尔巴加台的南坡也没有它。

在东天山,天山云杉 (*Picea schrenkiana* F. et M.) 处处都是优势树种。

森林带沿山脉北坡上升到很高的绝对高度,而主要是垂直带强度紧缩并且间断为个别的地段。云杉林明显地分布于阴坡和侧谷的上部,而在南坡则到处是灌木草原和灌丛 (*Lonicera microphylla* Willd., *L. Karelinii* Bge., *Cotoneaster melanocarpa* Lodd., *Berberis heteropoda* Schrenk., *Spiraea hypericifolia* L. 及其他)占优势。

几乎在东天山各处,森林的下限和上限都是天山云杉构成的,它的林分很单调,罕有其他树种加入。在森林上限较经常有 *Sorbus tianschanica* Rupr. 与云杉混交,在下木中 *Salix pseudocaprea* M. pop. 是相当普遍的。

只是在构成伊犁谷地右侧的婆罗霍奴山脉南坡,森林带才较为分化。在森林带上部占优势的藓类云杉林或圆柏云杉林稍向下则为山杨-云杉混交林分所更替。在这里的森林带下部发育着由野苹果 (*Malus Sieversii* M. Roem.) 构成的阔叶林,混交有山杏 (*Armeniaca vulgaris* Lam.) 并有丰富的灌木加入。

由天山云杉构成的林分通常具有不高的郁闭度(0.4—0.5)和地位级(大部为Ⅳ级),往往具有公园林的性质,而在接近上限处,一般只见到个别的云杉个体。

东天山云杉林林型的分化相当微弱。在不同的绝对高度最经常见到的是草类云杉林，它们在草本层的组成上有十分明显的区别。在北坡森林带的中部出现了地表层由 *Thuidium abietinum* Br. et Sch. 与 *Rhytidiadelphus triquetrus* (Hedw.) Warnst. 构成的藓类云杉林。灌木云杉林只是发现于森林带的下部，在下木中一般的旱生-中生灌木 *Cotoneaster melanocarpa* Lodd., *Lonicera coerulea* L., *L. hispida* Pall., *L. microphylla* Willd. 等等很丰富，只是在林带的上部（特别是在天山南坡）具有 *Caragana jubata* Poir., 或者具有少数圆柏 (*Juniperus pseudosabina* F. et M.) 的云杉林较为普遍(图 10)。

特别应当谈到，与山地隆起无关，而是分布在河谷中或者在山前冲积锥上，并且总是与地下水补给有关的林分。

在面向准噶尔盆地的东天山现代冲积锥的上部，以及在天山南坡的一些河谷中（在低山带范围内）经常出现由 *Ulmus pumila* L. 构成的独特的榆树疏林。虽然榆树很广泛地栽植在住宅附近和在田边的渠道旁，但是决不能认为它就不构成天然的林分。我们在许多地方发现，无疑地就是原生的根本的榆树林。它们总是分布于在上部半米垫有卵石的薄层细土基质上。这里的地下水不很深，总是淡的和流动的。

在冲积锥的下部，在地下水补给地带，以及沿着出到山前平原的暂时水流和沿着河谷（特别是在南疆），胡杨 (*Populus diversifolia* Schrenk.) 构成稀疏的林分，它总是分布在较深厚的细土质或碎石-砂质的基质上，在表层几乎总是有强度的盐渍化。在这里地下水深度较大，并可能是有些停滞不动的。胡杨泛滥地森林——吐加依林，在塔里木河——南疆最大的河谷中最为发育。在这里它们是由两种：*Populus diversifolia* Schrenk. 和 *P. pruinosa* Schrenk. 组成的（后者见于库车城以上的塔里木河沿岸）。胡杨杜加依林明显地分化为几个群丛组，这与地下水补给的能力和土壤盐渍化程度有严格的生态联系。

四、高山植被

考虑到新疆广大的山体区域，高山植被是发育得相当好的，并且在占优势的植物群系类型具有鲜明的内陆大陆性地区所特有的特点。

如果注意到蒙古阿尔泰的前部的最北部的位置，那么能见到山地冻原地段：地衣的、苔藓-地衣的和小灌木的（主要是由 *Betula rotundifolia* Spach. 构成的）冻原与高山草甸和嵩草藓原相交替。

与位于更南部的沙乌尔、准噶尔阿拉套和东天山相适应，这些山系的高山带中已经完全缺乏山地冻原群系，更不用谈到昆仑山。

另一方面，在这里也没有那些在同一纬度的沿海地区的山系（阿尔卑斯、巴尔干、高加索、南山东部）所特有的色彩斑斓的秀丽的高山草甸。相反的，耐寒的和比较干旱的（冰雪旱生的）藓原和藓原草甸到处都占优势，它们主要是由 *Cobresia* (*C. capillifolia* Fv., *C. pamiroalaica* Fv.) 属、部分 *Carex* (*C. stenocarpa* Turcz.) 和一些其他的建群种组成的。如大家所知道，嵩草藓原(图 12)是整个亚洲中部的山系所特有的。



图 12 由 *Cobresia capilliformis* Iv. 构成的高山嵩草蕪原。东天山,大、小尤尔都斯盆地

最后应当指出,在东天山内部,山脉的植被上限已经开始形成高山垫状植被,在其中具有主要作用的是垫状植物——*Thylacospermum caespitosum* (Camb.) Schischk. 和 *Dryadanthë tetrandra* (Bge.)。

大概,这种羣系类型也相当广泛地分布在塔里木盆地南缘的山地上,这里是目前植物学研究还很不够的地方。

(袁奕奋、张新时 译)

参 考 文 献

- [1] Васильев Я. Я., Лавренко Е. М. и др., 1947. Геоботаническое районирование СССР. Тр. комисс. по ест. ист. районированию СССР, II, 2.
- [2] Грубов В. И. 1955. Конспект флоры Монгольской Народной Республики. Тр. Монг. комисс., 67.
- [3] Ильин М. М. 1958. Флора пустынь Центральной Азии, ее происхождение и этапы развития. Матер. по истории флоры и растит. СССР, III.
- [4] Комаров В. Л. 1908. Введение к флорам Китая и Монголии. Труды Главн. бот. сада, XXIX, 2.
- [5] Коровин Е. П. 1934а. Экологические типы пустынь Средней Азии и Казахстана в перспективах хозяйственного освоения (в кн. Хозяйственное освоение пустынь Средней Азии и Казахстана).
- [6] Коровин Е. П. 1934б. Растительность Средней Азии и Казахстана. Москва-Ташкент, изд. АН СССР.
- [7] Коровин Е. П. 1935. Бетпакдала как особый тип пустыни. Тр. Ср.-Аз. гос. университета, сер. VIII-в, 27.
- [8] Коровин Е. П. и Кашкаров Д. Н. 1933. Тины пустынь Туркестана. Труды БИН АН СССР, серия геоботаника, 1.
- [9] Лавренко Е. М. 1942. О провинциальном расчленении Евразийской степной области. Бот. журн. СССР, XXVII, 6.
- [10] Лавренко Е. М. 1948. О принципах ботанико-географического расчленения Палеарктики. Бот. журн., XXXIII, 1.

- [11] Лапренко Е. М. 1950. Основные черты ботанико-географического разделения СССР и сопредельных стран. Проблемы ботаники, 1.
- [12] Лапренко Е. М. 1954. Стена Евразийской степной области, ее типология, география и динамика. Вопросы ботаники, II.
- [13] Лапренко Е. М. и Сочава В. Б. (редакторы). 1956. Растительный покров СССР. Пояснит. текст к "Геобот. карте СССР" м. 1:4 000 000, II.
- [14] Мурзаев Э. М. 1952. Монгольская Народная Республика (физикогеографическое описание). Географгиз.
- [15] Носин В. А. 1958. О зональном типе почв юго-западной части Джунгарской впадины КНР. Сборник по географии аридных районов (на китайском языке).
- [16] Павлов И. В. 1929. Введение в растительный покров Хангайской горной страны. Предв. отчет ботанич. экспед. в Сев. Монголию за 1926 г. Матер. комисс. по исследов. Монг. и Тунну-Тув. Нар. республ. и Бурят-Монг. АССР, 2.
- [17] Попов М. Г. 1925. Экологические типы растительности пустынь южного Туркестана. Изв. Гл. Вот. Сада, XXIV. Лгр.
- [18] Попов М. Г. 1927. Основные черты истории развития флоры Средней Азии. Бюлл. Средне-Аз. гос. ун-та, 15.
- [19] Попов М. Г. 1931. Между Монголией и Ираном. Тр. по прикл. ботанике, генетике и селекции, XXVI.
- [20] Попов М. Г. 1940. Опыт монографии рода *Eremostachys* Vge Нов. мемuary об-ва испыт. природы, XIX.
- [21] Попов М. Г. 1949. Очерк растительности и флоры Кариат. Изд. Моск. об-ва испыт. природы.
- [22] Попов М. Г. 1950. О применения ботанико-географического метода в систематике растений. Проблемы ботаники, 1.
- [23] Прозоровский А. В. 1940. Полупустыни и пустыни СССР. Растительный покров СССР, II.
- [24] Родин Л. Е. 1956. Карта растительности Средней Азии. Изд. АН СССР.
- [25] Юнатов А. А. 1950. Основные черты растительного покрова Монгольской Народной Республики. Тр. Монг. комиссии, 39.
- [26] Юнатов А. А. 1954. Основные закономерности растительного покрова северной части Центральной Азии. Вопросы ботаники, II.
- [27] Engler A. 1879, 1882. *Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt*. Leipzig.
- [28] Frisebach A. 1871. *Die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung*. Leipzig.
- [29] Nayek A. 1926. *Allgemeine Pflanzengeographie*. Berlin.
- [30] Rikli M. 1913. *Geographie der Pflanzen*. a) Florenreiche. Handwörterb. Naturwiss., u. Genu.
- [31] Soó R. 1945. *Novényföldrajz*. Budapest.

关于胡楊林与灰楊林的一些問題*

秦 仁 昌

目 录

引 言.....	173	五、对胡楊、灰楊的經濟評價.....	185
一、塔里木河流域的自然地理条件簡述.....	173	六、胡楊与灰楊的林型及其过渡原因(演变規律)...	186
二、塔里木河流域的森林树种組成及其特性.....	175	七、关于胡楊林营造的一些問題.....	194
三、胡楊与灰楊林的分布及其分布規律.....	182	八、对胡楊林的开发利用問題.....	196
四、胡楊林的生长发育过程及其規律.....	184	九、对胡楊林的管理問題.....	197

引 言

1958 年中国科学院新疆綜合考察队,在 1956—1957 两年內基本上完成了北疆地区考察工作之后,轉移到南疆考察,考察地区为天山南坡及其洪积冲积平原和塔里木河流域,分配到塔里木河流域工作的植物組同志,在进行植物区系、地植物学和資源植物学的考察过程中,有机会对过去关于这个地区了解不多的森林資源做了一些調查工作。可以指出,所謂塔里木河流域的森林資源实质上就是胡楊森林(包括灰楊森林),因为除此以外,在整个塔里木河流域中現在并无其他树种組成的任何天然森林。塔里木河流域的胡楊林区是新疆地区的三大林区之一,而对于这个地区的胡楊森林,过去只有一些片断的报导,关于胡楊本身和它所組成的森林情况,仍然缺乏較为系統的了解。下面就是我們根据調查所得和前人的一些資料分析的初步結果。

一、塔里木河流域的自然地理条件簡述

塔里木河是我国干旱地区最大的一条內陆河,自西北向东南蜿蜒曲折地橫貫于南疆塔里木盆地的底部,流程約为 1,100 公里(包括阿克苏河),流域面积几乎占有整个塔里木盆地,流經区域的海拔高为 1,000 米左右,西北略高于东南,整个流域为广大平坦的冲积平原,位于南疆盆地的北部边緣,西起阿克苏河、叶尔羌河与和闐河的交会点,东南至嬉羌,流入台特馬湖,北以天山洪积扇下冲积扇的前错的盐土区的南边緣为界,南至塔克拉瑪干大沙漠的北緣为止,总面积約为 35,000 平方公里。

南疆塔里木盆地为世界上一个著名的封閉盆地,四面高山环绕,阻挡了海洋湿润气流

*. 在考察过程中,毛祖美同志对胡楊林做了不少調查工作,在总结时担任了一部分的材料整理工作,在此表示謝忱。报告內的有些数据出自新疆維吾尔自治区荒勘局和林业厅的一些資料,特此声明。

的内侵,使流域内部气候具有极端干燥的大陆性特点,夏季炎热,冬天少雪,北有高耸的天山山脉,阻住了西伯利亚寒潮的南袭,冬季比较温暖,但以流域南边紧接塔克拉玛干大沙漠,因而温度的日较差和年较差均很大,一日之内冷热变化悬殊,无霜期 180 天左右,河水在 12 月底开始冻结,冰厚达 30—50 毫米,翌年 3 月初解冻,年降水量上下游各有不同,但这个地区是我国各地年雨量最少的一区,下游的铁干里克 1957 年仅降雨 9.8 毫米(年蒸发量 2,690 毫米),卡拉水分站 1957 年为 17 毫米,尉犁 1957 年 4—12 月份为 25.3 毫米。上游较多但也不过 46.1 毫米(根据阿克苏气象站最近两年平均)而年蒸发量可达 2,900—3,400 毫米,所以植物生长发育需要的大量水分全靠周围山地径流供给。流域内的风向以西北风和东北风为主,而主风力来自东北方,最大的风季在 4—6 月,往往飞沙走石,天日为昏,风沙的活动特大,风积和风蚀作用极为强烈。境内沙丘沙砾遍地分布,对农业生产是个很大威胁。塔克拉玛干大沙漠也向北移动,有些地段的沙丘已紧逼南岸。

为了便于在下面说明森林分布情况及其规律,这里有必要扼要地描述一下塔里木河本身及其上游支流河道的特点。由于巨大支流集中上游的缘故,塔里木河流域形势为一不平衡的注入,即从地面径流形势来看,上下游的流域形势是极不对称的,所有塔里木河的水量主要来自上游的支流,特别是阿克苏河,而叶尔羌与和闐两河现在能流入塔里木河的水量极小,而且仅在洪水时期内很短的一个时间。至于天山和昆仑山两个大水系之间许多小的河流,虽然也流向塔里木河,但经过洪积扇到达冲积扇的下缘已成强弩之末,不能到达塔里木河,这是塔里木河的一个特点。塔里木河本身在它的流程中有些河段靠近沙漠,有些河段是流经沙漠中的,沿途受荒漠干旱气候的影响,愈流向下水量愈小,所以上下游的流量有极大的差别,这是塔里木河的又一个特点。第三个特点是塔里木河是一条非常动盪不定的河道,从历史上看,它在不断移动的过程中存在的,由于地势南高北低,它移动的方向是从南向北的,即从塔克拉玛干大沙漠方向向北面的冲积平原摆动。根据现有的资料看,塔里木河的南岸有它的许多故道,尤以它的上中游最多,在沙雅县西南的其门对面,即现在的塔里木河南岸,向西到和闐河故道的北面与塔里木河相汇处这一段,也就是现在胡杨森林面积最大的地区,就有阿克大利亚(“大利亚”按维吾尔语是河),苦罗克大利亚,哈拉其干,乌哈尔列克、卡玛尔列克、拜西普会等河,经过卡克特、阿台一带后,便与其南面卡克特以下的故道,如克干大利亚、油木拉克大利亚、渭干大利亚、阿其克大利亚等相连接。

在塔里木河北岸的中游地段,也有几条故河道,如拉固河、渭干河、恰阳河等。所有这些故河道都是分枝频繁,迂迴曲折,由于互相交错和袭夺的结果,形成了纵横满布,大小不等,长短不一的干河沟网,这些干枯而古老的河道与干湖底,由于长期缺水,在干燥气候条件和风蚀作用非常强烈的双重影响下,成为沙的主要策源地,只在沿河两岸有胡杨与红柳生长较密的地段,才起到了一定的防风固沙作用,在塔克拉玛干大沙漠附近,许多老的河道的河段已被沙埋没,许多胡杨森林(不管是死的或是还活着的)深埋于沙丘中,仅露出一部分林冠,可见沙漠移动现象是严重的,而且由于气候变干,这种现象在塔里木河南岸是日甚一日的在发展着。在许多河道流程中的低洼地段,积储大量洪水,形成串珠状大小不

等的稳定的或間歇性的湖泊,时过境迁,或成为芦苇草甸,或被泥沙淤塞,成为平地,也有許多故湖成为积盐地带和风沙活动的沙丘紅柳荒漠。

由于气候的极为干旱,在这个广大地区內植物种类非常貧乏,而且都是耐干、耐盐的种类,其中主要的有胡楊、灰楊、沙枣、芦苇、多种檉柳(土名紅柳)、鈴鐺刺、駱駝刺、野麻和几种多汁的盐生植物,在土壤干燥和积盐的联合压力下,生长一般不良,往往局部地或大片地枯死。

本文根据植被特点,把塔里木河流域分为上、中、下游三段,所謂上游是指阿克苏河与和闐河汇合点起向东至大坝以西的沙基利克一段,中游是指沙基利克向东到羣克尔以南塔七場一段,下游是指塔七場以下到塔里木一段。

二、塔里木河流域的森林树种組成及其特性

塔里木河流域的森林是由两种树种組成的。一种是胡楊,另一种是灰楊,它們都是属于楊柳科楊属的植物,但在植物学上有很大的区别,主要是: 胡楊的嫩株和叶光滑无毛,叶为淡綠色至綠色,強度二型,就是說生在幼树上或大树下部嫩枝条上的叶形狹长如柳树,上部老枝条上的叶为近腎圓形或卵状三角形,边缘有很多粗大的齿牙。灰楊的嫩枝和叶有灰白色的短絨毛,叶为灰綠色,略呈二型,就是說生在幼树或大树下部嫩枝上的叶为橢圓形或卵圓形,上部老枝条上的叶为半圓形或腎形,边缘无锯齿或有时具一、二个小锯齿。当然它們还有其他方面的区别,但即此简单的描述也不易把它們混同起来的,为了对它們有进一步的認識,現就它們的生物学、生态学和林学特性做一些扼要的說明,以便人們对它們所組成的森林,特別对胡楊森林营造管理方面,也許有个新的看法。

(一) 生物学特性

(1) 胡楊(*Populus diversifolia*),一名胡桐,維語叫“托格拉克”,或者更正确些,叫“塔黑托格拉克”,是一种大乔木,高可达 20 米以上,胸径可达 1 米以上,但一般高为 12—18 米,胸径 30—60 厘米,树干通直,主干高一般 6—10 米,自地面起密生小侧枝,中年以后自然枯死,自干上脱落(这种现象叫做自然整枝),树冠为闊卵形,枝叶稠密;根系入土不深,通常 70—80 厘米,或达 1 米,主根不算发达,但侧根很发达,在表土下 10 厘米左右处向四面水平伸展,长达 10 多米(在干旱的沙质土中侧根长可达 15 米以上);5 月初开花,先花后叶,7—8 月底果实成熟,蒴果三裂,吐出大量的白絮,随风飞揚,传播种子;种子很細,长约 1.5 毫米,卵形,棕褐色,基部生白毛一簇,长约 1.5 厘米,落在潮湿的土壤上,經三天即发芽(如在人工控制的水分条件下,經 66 个小时即发芽),吐出乳黄色卵圆形的小子叶 2 枚,同时幼根深入土中,在以后相当长的時間內,地上部分生长极慢,在冬季来临前,高不过 2—4 厘米,生出长圆形真叶 3—5 枚或更多,而地下的根系則长可达 15—20 厘米,这是在干旱地区自然条件下植物生长的一般規律,經過冬季,地上部的幼嫩莖部往往受冻而枯死,翌年大地回春,气温上升,从根頸两侧的不定芽发出二根(有时三根)新枝,繼續高生

长,当年地上部分生长仍慢,高达10厘米左右,其主要力量仍然是放在地下根系向深与横的方面发展,好象要力求避免因表土变干而遭到枯死的危险似的。在土壤水分条件较好的情况下,10年生的幼树高可达5—8米,或更高一些,而且所有叶子都是象柳树一样的狭长披针形,以后才开始在上部枝条上出现卵形或阔卵形或三角卵形等的不同叶子,更往后才发出阔三角形和近肾形的叶子。这种在不同的发育阶段生出不同形状的叶子是胡杨最突出的一种生物学特性,故又称它为“异叶杨”就是这个道理。在好的生存条件下(主要是水分条件),胡杨的树顶梢部每年能抽细长的枝条,长可达60—80厘米,上面又发生比中部较为狭长的叶子,树冠顶部保持尖塔形,同时地面以上主干上的柳树形的叶子的枝条一直保持生活力而不枯死,这是生长发育旺盛的象征。反之,如在地下水分缺乏的生长条件下,胡杨往往生长很慢,树冠顶部为圆形,叶子不为狭长形,主干上的枝条枯死或呈枯萎状态,树皮粗糙剥落,但如给以灌溉,则又能迅速地恢复它的青壮面貌,这就说明胡杨对于水分条件的反应是非常敏感的。

胡杨的寿命究竟有多长?这主要决定于地下水分条件的好坏。我们曾经在家宅附近不只一次的见到一百年以上的大树,主干通直饱满而健康,树高达28米,胸径达130厘米,枝叶翠绿茂盛而浓郁,笼罩着宽广的地面,其下空气凉爽宜人,给人们以一种亚热带地方所生的樟树的印象。青壮年的胡杨树遥望颇似樟木,绿叶迎风飘舞,珊珊其声,而幼年的胡杨树,由于它的柳叶形的叶子生于细长柔顺的枝条上,使人们易误认为江南的垂柳。因此可以说胡杨的外部形态,在我国所有树种中是最为独特的。

(2) 灰杨(*Populus pruinosa*)。近来有人叫它圆叶杨或灰胡杨,维吾尔叫“哈八克托格拉克”,是我国另一种奇异的植物,它的生物学特性同胡杨很相似,主要不同的形态特征已如前述。此外,在自然界中它的枝叶比胡杨更为浓密,叶为深灰绿,幼树的叶子为灰色,密生短灰色的毛茸,它的外形在一定程度上颇似长江流域丘陵地带的山胡椒(*Lindera glauca*)。树形大小彷彿如胡杨,但干形却比胡杨更为高直,生长快,也是塔里木盆地的一个优良树种,可以叫它为胡杨的兄弟树种,但并不是整个塔里木河流域森林中的主要树种。

(二) 生态学特性

现在胡杨与灰杨是塔里木河整个流域内两种仅有的天生乔木树种,而且在这样干旱而土壤有不同程度盐渍化的土地上能形成分布广泛的森林,这就不能不引起人们急于了解它们的生态学特性。根据目前还不完全了解的情况,这两种在植物学上颇为奇异的植物,据初步了解有下面一些生态学上的特点。

(1) 与水分的关系。在塔里木河流域内除河流两岸的低水位河漫滩地每年七、八月间的洪水期中受到河水氾滥,土壤较为湿润外,向上经过第一级和第二级的中水位和高水位的河漫滩(一般称为阶地)达到平原的地带内,地下水位依次下降,其下降程序在上游地段大致为1.6、2.5、3、4—5、6—8或低到9米以下。前面已指出,胡杨不是个深根性的树种,它的根系都分布在表土下1米以上的范围内,所以它的垂直根系经常离地下水位有相

当距离的,但由于根系分布范围内的土壤相当湿润,它能生长发育得很旺盛。中年和成熟龄的胡楊在地下水位 3 米左右时,其生长势还是良好的,根出苗很多,但生长不良;在 4 米时,林中下木如紅柳、鈴鐺刺等均能生长,但生长开始不良,这时树冠封顶而变圆,顶部的叶子为近肾卵形,与中部的叶子无异,主干下部的小枝枯死;在水位降至 4—5 米时,中年龄的树冠稀疏,叶色变黄绿,生长完全停止,同时干材龄的植株陆续枯萎,但如地下水位一旦上升(如在农場渠道两边),则这些胡楊在一年内仍能逐渐恢复其生长力;当地下水位降至 6—8 米时,成熟树和中年树顶部逐渐枯死,而干材龄树全部枯死,根出苗绝迹,林中下木紅柳往往全部枯死;在 9 米以下时大部枯死,仅少数树株在树冠下部保留一些绿叶,但干部埋于新沙丘中的中年树生长往往仍属良好,有时树身大部埋于沙内,只露出树冠的一部,也不枯死,这是因为凝结水在沙中聚积,水分条件相当良好的缘故。

从以上的观察结果,可知胡楊有坚强的抗旱力,这种同干旱作斗争的顽强性,在森林树种中是少见的。大家知道,胡楊是楊柳科的楊属植物,所有本属的楊树种类在生态学上都是中生性的植物,即喜生于湿润土壤,胡楊的先祖也不例外,而今日的胡楊能具有如此坚强的抗旱能力,这显然是它长期以来在荒漠地区和干旱作斗争而获得适应力的结果,它已成为不折不扣的干旱荒漠中的土生土长的优良树种,我們叫它为“荒漠植物中的英雄”实不为过,林业工作者如果忽视了胡楊的这一生态学特点是完全错误的。

(2) 与风沙的关系。虽然胡楊不是个深根性的树种,但它的根系入土深度已足够抵御荒漠地区狂风的威力,而且它的向四面伸展的粗强水平侧根对树冠被风摇动起着很大的平衡作用,因此在广大林区內还没有发现风倒木的事实,只有在一种情况下胡楊被风吹倒,那就是一些枯死已久的僵立木,但绝大多数因水分不足而干死的枯立木仍然在很长的时间内屹立不动的,胡楊粗强而不太高的主干配合它的由劲硬而富弹力的枝桠组成的闊卵形树冠,使它成为抗风力坚强的树种,因此,胡楊的枝桠被风吹折的情况也是绝无仅有的。胡楊的单株既有如此的抗风力,那末,由胡楊组成的林带的抗风力就自然更大了,我們沒有見到青壮年的或生长势尚未十分衰退的胡楊下有积成沙丘的现象,只有在一种情况沙丘才在胡楊林的北缘出现,这就是在林相破残的衰老胡楊林子里,但这并不是胡楊本身沒有防御风沙的力量,而是它的林子因林地土壤过分干燥而失去了它的生活力的结果,风沙活动的条件是:有沙源,有风吹和沒有植物生长的裸露地面,后一个条件是积沙的主要因素,如果地面有浓厚的植被复盖着,风沙是不能逞威的,或者是可以阻挡它前进的,而胡楊与紅柳组成的植被最有资格来担当防御风沙的这个艰巨任务,因此,干旱地区的天然植被非常重要,如果它被自然的或人为的破坏,必须从速营造人工植被接替天然植被。在塔里木河地区来说,只有土生土长的经过严峻荒漠气候锻炼出来的胡楊和由它组成的林带,才能最好地担当抵御自然灾害的威胁。

(3) 与盐硷的关系。过去许多人认为胡楊是盐生植物,能栽植在盐硷土壤上,这种说法是无根据的。从胡楊树的发育阶段看,特别在幼年阶段,它只能耐弱度化的硷土,而盐土是不行的,試看胡楊幼年期的土壤剖面便可证明这一点,見下表。

表 1

层 次	深 度 (厘米)	土壤性状	pH 值	盐 分			
				Cl ⁻ %	SO ₄ ⁼ %	CO ₃ ⁼ %	HCO ₃ ⁼ %
第一层	0—3	有机质层	7	—	—	—	—
	3—33	灰黄色, 片状结构, 紧实	8.5	0.2124	0.072	0.0075	0.4104
第二层	33—84	砂壤, 黄棕, 片粒状, 紧干	9.2	0.026	0.048	0.030	1.178
第三层	84—153	细沙, 黄棕, 屑粒状, 松紧干或稍湿润	8.5	0.0088	0.048	0.0225	0.3648

从幼林区起, 盐分上升, 上层土壤逐渐积盐, 变成中度盐渍化, 从下表可知:

表 2

层 次	深 度 (厘米)	土壤性状	pH 值	盐 分			
				Cl ⁻ %	SO ₄ ⁼ %	CO ₃ ⁼ %	HCO ₃ ⁼ %
第一层	0—35	腐殖质黄褐色, 单粒, 有少量盐斑	9.5	1.7700	0.4800	0.0450	0.3040
第二层	35—51	青灰, 块粒状, 松湿润, 稍有盐斑	9.0	0.7876	0.5040	0.0390	0.3952
第三层	51—130	砂壤—壤土, 淡青, 上部小块粒状, 下部片状, 上松下紧, 湿	8.1	0.3363	0.1920	0.0375	0.4408

从以上二表可知胡杨林区的土壤盐分幼林区轻, 成林区大, 同时也看出在土壤肥力上, 成林区大, 幼林区小, 因此, 胡杨林在适宜的生存条件下对土壤起着一定的改良的作用。

胡杨不仅不喜盐土, 而且随着林地土壤盐分的逐渐增加, 对胡杨的生长起着显著的抑制作用, 看下表便知。

表 3

森林生长势	土 层 别	pH 值	盐 分			
			Cl ⁻ %	SO ₄ ⁼ %	CO ₃ ⁼ %	HCO ₃ ⁼ %
优 良	上 层	7.0	0.0354	0.4800	—	0.1216
	下 层	7.0	0.0354	0.2400	—	0.6840
稀 疏	上 层	7.2	0.7434	0.4080	—	1.3300
	下 层	8.2	0.0088	—	0.0375	0.3192
枯 死	上 层	8.2	3.7170	0.1200	0.0300	0.6840
	下 层	7.5	0.2832	0.1680	—	0.2508

从上表可以看出胡杨虽能耐盐, 但仍有盐量临界限度, 氯盐到达 0.7434% 时, 对其生长就起抑制作用, 当到达 3.717% 时就枯死, 同时土壤底土还是相当湿润的。如果土壤强盐渍化, 同时地下水位又降低至 4 米以下, 胡杨林必然全部地迅速死亡, 这种情况在塔里木河下游地区(如农二师塔六场)可以见到, 但在许多其他地区, 特别在塔里木上游的南北

两岸,許多胡楊林的死亡主要原因还是由于林地土壤过于干燥,地下水位由于河道迁移的結果而降低至 6 米以下所致,其土壤盐分实际并不很高,只是达到弱度或是中度盐渍化程度,試看下表。

表 4 林区土壤全剖面干燥的含盐情况

土层深度 (厘米)	pH 值	盐 分			
		Cl ⁻ %	SO ₄ ⁼ %	CO ₃ ⁼ %	HCO ₃ ⁼ %
6—9	7.6	0.0354	0.0960	—	0.0684
9—39	7.5	0.4779	0.6000	—	0.0456
39—66	7.9	0.0531	0.0480	—	0.0456
66—120	7.5	0.0354	—	—	0.0453

从上表可見土壤盐分并不高,但全剖面非常干燥,地下水位降低至 6 米左右,其結果是附近的胡楊林已由土壤干旱而死亡。由此可見,胡楊林的死亡原因有二,一为林地土壤变成盐土,一为林地土壤的地下水降低到与胡楊根系失去毛細管的联系。其中最起作用的一个因素还是土壤干燥,致使根系的吸收作用与叶面的水分蒸騰作用失去平衡的結果,因之,胡楊林自幼林期起,根据土壤条件的具体情况,必須进行灌溉。目前塔里木河流域許多由于土壤干燥而生长萎頓的中年林和干材林必須灌溉才能恢复生长。至于由两种原因的結合而致胡楊死亡的情况也屡見不一。这是應該特別注意研究的問題。

應該指出,灰楊的生态学特性在很大程度上和胡楊相同,所异者灰楊更适生于潮湿而輕盐渍化的土壤,換句話說,它的耐盐抗旱力不如胡楊的強,这一点在选择造林地时是相当重要的。

(4) 与土质的关系。从塔里木河流域胡楊林区内土壤剖面的观察,林地土壤的质地和土层大致有以下五种类型: i. 壤土, ii. 沙土, iii. 壤土—沙土—壤沙土, iv. 壤土—沙土, v. 沙土—壤土—沙土,其中以第 4 种土层分布最广。不管在那一种土质,只要水分条件良好,胡楊林的生长都很旺盛,这說明了胡楊在选择土质問題上并不严格,范围很寬,只要有水分便能生长而且生长得很好,在森林树种中对土质选择的幅度如此之大,除胡楊外,实在是少見的,这对塔里木河流域今后农、林业的結合是一个很有利的条件。

(三) 林 学 特 性

胡楊与灰楊都是我国干旱荒漠气候条件下的速生阳性树种,在保証一定的土壤水分条件下,不择土宜,均能生长,抗风抗旱和耐盐硷度的能力相当強,繁殖力極強,富于萌芽力和由水平分布的側根上萌发出苗力,种子发芽率高,但須采后即播,如暴露于空气中十天后即失去发芽力,播种后只須盖一层 2—3 毫米的沙土,但土壤必須保持潮湿(可盖薄草),每天以噴壶浇水 3—4 次,三天内开始发芽,五、六天内全部发齐,然后架設稍透光的蔭棚,冬季盖草以免幼苗受冻,二年生苗即能定植,或三年生苗移植一次,定植更好,幼林

时期必须保持底土适度湿润,以保证其迅速生长,四十年生高可达16米以上,胸径23—40厘米,但它们生长的快慢与好坏完全决定于土壤水分条件,在极干燥的土壤上,生长很慢,很坏,甚至往往枯死。造林时以密植为宜(株行距1.5—2米)以促进其高生长和早郁闭。

胡杨及灰杨的木材相当坚重,但色泽不同,前者心材略呈暗色或淡棕色,边材宽,为淡灰色;后者为灰白色,边材狭,材质较胡杨为松软,加工易,二者木材的物理性如表5—7所示(根据新疆生产兵团农一师资料)。

表5 木 材 静 弯 试 验

树种名称	产 地	压力方向	时间(秒)	挠度(厘米)	荷重(公斤)	说 明
胡 杨	塔 里 木	竖	86	6	161.5	1. 试件规格2×2×24 (净重)厘米 2. 试件均系1956年 采伐,含水量较多 者为银叶白杨,其 次为胡杨、灰杨,再 其次为天山云杉
		顺木纹	40	6	149.0	
灰 杨	塔 里 木	竖	60	5	132.3	
		顺木纹	60	6	139.7	
天山云杉	天 山	竖	35	4	118.8	
		顺木纹	45	4	129.9	
银叶白杨	绿 洲	竖	100	6	184.7	
		顺木纹	90	7	172.4	

从上表可见胡杨与灰杨木材的力学性能同南疆其他两种树种(天山云杉和绿洲栽培的银叶白杨)比差并不太大,而在荷重方面还超过了大家认为最好的天山云杉(新疆最好的木材是阿尔泰山的落叶松 *Larix sibirica*, 巴里坤附近的山上也有少量生产)。

表6 胡 杨 木 材 应 压 力 试 验

树种名称	单位重 (公斤/米 ³)	顺纹压力 (公斤/米 ²)	横纹压力(公斤/米 ²)		剪力(公斤/米 ²)		静弯压力 (公斤/米 ²)
			弦 向	径 向	弦 向	径 向	
胡 杨	—	395.76	9.76	9.11	—	55.7	679.47
银叶白杨 (轮台产)	—	350.00	68.00	42.00	89	79.0	568.00

从上面材性的初步试验结果,证明胡杨木材是相当不坏的,可供一般建筑之用。塔里木河畔阿拉尔农一师农场指挥所的全部为胡杨结构的大厦可以证明此点,而且门窗地板并无反翘收缩的缺点,所有胡杨傢俱经过油漆后,也无拆裂走样的毛病。胡杨木材最大的一个优点还在于它耐水湿力极强,在土中和水中经久不腐,因为它全体浸透了盐硷,所以在盐硷土地区,最适于水土工程和桥桩电杆之用,塔里木河大桥全部由胡杨构成,沙雅县老乡们的经验是用胡杨木段作为房屋墙基,以防止盐土翻浆还潮侵蚀墙脚之虞。因为它是在干旱气候下的盐硷土上生长的植物,如用作铁路枕木和矿洞支木,它们的寿命远比天山

表7 胡楊木材力学試驗

項 目 性 質			濕 材		氣 干 材			核算含 水量 15%	
			試 件 個 數	算 數 平均 值	含 水 量 平均 值	試 件 個 數	算 數 平均 值		含 水 量 平均 值
順紋耐压強度(公斤/米 ²)			—	—	—	67	395.76	9.10	302.36
順紋抗拉強度(公斤/米 ²)			—	—	—	32	842.58	8.55	761.06
彎曲強度(公斤/米 ²)			—	—	—	20	679.47	8.67	503.43
順紋抗剪強度(公斤/米 ²)			2	27.63	55.70	—	—	—	161.37
橫紋耐压強度 (公斤/米 ²)		弦 向	—	—	—	21	97.14	9.11	77.11
		徑 向	—	—	—	21	89.42	9.76	73.02
綫 干 縮	徑 向	收縮百分率	—	—	—	—	—	—	—
		收縮系数	—	—	—	—	—	—	—
	弦 向	收縮百分率	—	—	—	—	—	—	—
		收縮系数	—	—	—	—	—	—	—
单位体积重量(公斤/米 ³)			—	—	—	67	0.4301	9.01	0.440

說明：抗剪試驗，由于含水量很大，而且試件很少，因此，試驗結果不完全准确，仅供参考。

云杉和其他楊樹木材为长，因此，从木材的工艺价值看，胡楊是这个地区的目前最好的树种。据说它的缺点是作为樑材易于弯折，这个问题还可做进一步的試驗。可以指出，胡楊木材的材性同它的生境有密切关系的，如果生于土壤水分条件較好的环境下，则不只生长快，木材的紋理均匀細密，而且整个木材的品质可大大提高，反之如果生于盐分很重或水分很少的土壤上，则不只生长不良，而且木材質地也不好，老乡根据木材的品质把胡楊分为七种，就是这个道理。

胡楊和灰楊的树干内含有大量水分，这显然是植物适应干旱气候的一个生理上的特性，凡曾經伐采过这些树木的人，都会注意到从伐根或伐倒树的断面上涌出大量水分，能使附近土壤变为潮湿。有人曾搜集从直径 50 厘米的伐倒树的断面上流出来的水量，据说在两个小时內流出之水有 10 磅之多，在阳光下让水分蒸发后，留下大量的碳酸鈉，可供做馍馍之用，从下表关于胡楊木材的化学分析結果也可証明这种植物是碳酸鈉的积聚者：

表8 胡楊化学分析

部 位	含 盐 量 %	Cl ⁻ %	SO ₄ ⁼ %	CO ₃ ⁼ %	OH ⁻ %
树 叶	40.3482	3.8899	2.8622	14.6250	1.9040
木 质 部	26.7694	1.2345	2.6166	9.5813	1.9391

因为胡楊树的各部富于碳酸鈉盐，在林区内常見树干伤口积聚大量苏打，土名胡桐泪或称胡楊硷，为南疆地区主要食用硷，产量很大，据了解在尉犁县三区的一个乡的胡楊林

区可年产 10 万斤,我們在一株树的脚部伤口就搜集了一市斤多。如果用采松脂的方法来采胡楊硷則年产量是很大的,但正如象其他生产树脂或树胶的植物一样,胡楊所能分泌硷量的多少,同它的生境条件,特别是水分条件密切有关的,生于极干燥土壤的生机衰退的胡楊树出硷量还是很低的。

三、胡楊与灰楊林的分布及其分布規律

。(一) 森林分布及其面积估計

在塔里木盆地中,胡楊林主要分布在塔里木河流域,向上游直达阿克苏河、和闐河及叶尔羌河中下游地区,向下游經鉄千里克至皓羌附近,向南至塔克拉瑪干大沙漠边緣,向北达天山南坡的冲积扇下盐土区的裙緣,但在庫尔勒以西至輪台之間,胡楊林向北一直分布到天山洪积扇下边,拜城盆地西南也有小片胡楊林,在孔雀河流域自鉄門关以西起,胡楊林沿河两岸分布也多,在鉄門关以东地区如焉耆盆地、吐鲁番盆地胡楊只有极零碎的或小块的出现,数量很小。据說塔克拉瑪干大沙漠的南緣也有相当面积的胡楊林。

灰楊在塔里木盆地的分布情况是树种分布区的一个有趣的例子,从塔里木河下游起向西經過尉犁、米尔舍里至塔里木大坝以西一直未見分布,在沙雅县以南 40 公里的老其曼(塔里木河北岸 5 公里)以北 8 公里才第一次見到极零碎的分布,但在老其門对面的南岸偏东的地区灰楊在林区内不仅常見,而且以混交和純林的形式出现了,这显然是灰楊在塔里木盆地向东分布的限界,由此向西一直至阿拉尔、肖夹克和阿克苏河、和闐河及叶尔羌河下游地区,它在林区内占着相当重要地位,但尽管如此,它一般都限于沿河流两岸土壤水分条件較好的地带为其主要分布区,在离塔里木河較远的旧河道地区就逐漸少見了,这是受到它的生态学特性所規定的生境限度。

塔里木河整个流域的森林分布南岸多于北岸,中上游多于下游,而其分布中心則在上游的南岸广大地区,即西起和闐河,东至沙雅,向南直达塔克拉瑪干大沙漠,这是完全符合于流域形势的分布規律的,但它的面积究有多大是近年来大家都想要知道的一个問題,1955 年林业部航勘队报告为 110 万公頃(合 1,650 万亩),这个数字显然是太大了。根据新疆林业厅董小康同志的报告为 2,134,440 亩(計阿克苏和阿瓦提两县为 832,000 亩,沙雅县为 199,990 亩,尉犁县为 600,000 亩)这个数字我們认为接近实际面积,但可能还要多一些,自 1958 年起新疆林业厅組織了胡楊林調查測量队正在进行实测,这是必要的,但据我們的了解,确定胡楊林地面积的困难有其客观原因的,也是胡楊林所特有的。这些原因将在下面說明。

(二) 胡楊林(包括灰楊)的分布規律

首先,可以指出,胡楊林的分布規律,如同其他植物一样,是同它的生物学和生态学特性密切联系着的,作为植物学上的一个物种,从它的系統发育的历史来看,胡楊和灰楊在

本質上都是中生性的植物,就是說,它們都是适生于湿潤的生活环境条件下的植物。因此,胡楊林的发生无例外地是从湿潤生境开始的。在干旱的荒漠气候条件下,这种类型的生境在自然情况下只能沿河流两岸才存在,这就說明了为什么胡楊由种子发育的幼苗和幼林只見于現在的塔里木河及其支流的第一級河漫滩上,而从来不見于向上更高一級地带,即第二級河漫滩地,这里都生长着胡楊的青壮干材林。再向上的地带,即第三級河漫滩則生长着中年林或成熟林。因此,从河流的断面上可以看到它的两岸通常排列着三条不同发育阶段的林带結構,它的寬度根据河漫滩的寬度决定的,一般为 30—100—200 米,少有更寬的,如果順着河流的方向看,則河流两岸出現走廊式的林带。林带以外的土地上一般都是紅柳或者由紅柳、芦苇等組成的荒漠植被,这些植被在不同的胡楊林型里在发育初期照理是存在的,这是胡楊林沿着河流分布的一般基本規律。灰楊的分布也同此規律,不过由于它的中生性更強,一般只分布于土壤更湿潤的地段,面积不大,且往往与胡楊形成混交林;但由于內陆河流經常通过側蝕、淤积的自然作用而改变河床位置的結果,这个規律往往受到局部的破坏,正如現在的塔里木河两岸林带的实况成为断續的分布状态,同时,林带內部結構也往往同样地受到破坏,就是往往只有中年林或熟林,而不見有干材林或幼林林带的存在,甚至在側蝕作用強烈的河段(如河湾)就根本沒有一株胡楊生长,或由于泥沙堆积作用(不論在过去或現在)活跃的河段(如直流处),則林带在河道的一边可以离开河岸数百米,甚至 1 公里之远,而其对岸原有的林带,由于河床摆动所引起的側蝕作用,被塌岸所破坏了,这种現象在現在的塔里木河两岸是普遍存在的,在过去的旧河道两岸同样也是存在的。

在前面第一节中已經指出,現在的塔里木河上游的南岸和塔克拉瑪干大沙漠之間的地區,历史上曾是現在的和闐河、阿克苏和塔里木河的故道以及它們的許多支流在不同的时期里流过的地方。由于这些河道时分时合,彼此袭夺交切的結果,在地面上在一定程度上形成了蛛网式的地形,在这些大小河流(現已成为干河)的两岸都生长过并且現在还矗立着許多已枯死的走廊式的胡楊和灰楊林带,所以形成了今日网状分布的森林。林网之間許多网眼代表着当时的河間地,生过茂密的紅柳或芦苇,或紅柳与芦苇等植被,現在时过境迁,河流北移,土壤变干(地下水位一般在 8 米以下)这些植被大部死亡,只留下一些殘根枯株,而独部分胡楊林尚能苟延殘喘,直到今天。但許多旧河道的某些河段或已埋沒在塔克拉瑪干的大沙漠中,或已为风沙所掩盖,如果不是还有一些胡楊的枯立木作为标識,則許多故河道的痕跡都难于判別了。

由于河流他迁,原有河道变成干河和小沟,地下水位下降到 7、8 米以下,大片胡楊林相繼死亡或正在向死亡的方向发展,形成了枯木遍地,縱橫历乱,或殭木矗立,张牙舞爪,随地可以見到,好象被滔天林火烧过的惨象一样。总說一句,塔里木河流域的整个胡楊林的現况是正在迅速地向着死亡方向发展,这种現象的发生原因不應該仅仅解释成河道迁移的結果,也應該認為是这个地区的气候逐漸向干燥方向发展的象征,如何改变这种情况,朝向好的方向发展,对科学提出了新的任务——改造荒漠为綠洲。

由此可見,胡楊在林区内分布情况完全不同于其他树种所组成的森林成片生长,而是沿着河道两岸成走廊式的网状分布的。因此,要回答塔里木河流域胡楊林的面积这个问题是有一定客观上的困难的,况且有相当面积的胡楊林是老乡用来作为牲畜飼料基地的头木林,木材利用上的經濟意义不大,应该与乔林分别开来,作为牧场看待,如果要認真查清胡楊林的資源,則最好根据树龄及生长势采用每木調查法,但由于胡楊的不断枯死,几年以后,又与原来的情况大不同了。这是目前胡楊森林經營上的极大困难。我們将在下面提出改变胡楊林这种现状的意見。

四、胡楊林的生长发育过程及其規律

在自然条件下胡楊林与灰楊林的生长发育可分下面 6 个阶段:

1. 幼年阶段:自种子发芽到三、四年生的幼林,这个阶段的特征为地上部分生长慢,地下根系生长快,尤以开始两年內为甚,在自然条件下,第一年地上部分高生长只为 6—8 厘米(发芽成后 2—3 个月內只长 1—2.5 公分),而根系則可长达 20 厘米。第二年和第三年地上部分高分别为 20—30、30—40 厘米,地下部分則分别为 30—40、40—50 厘米,叶形为綫状披針形。

2. 干材阶段:4—14 年生为胡楊高生长期,高达 4—7 米,或更高一些,胸径 6—10 米,树冠为狭卵形,树頂为尖塔形,叶子全部为披針形,边缘往往有少数疏而小的锯齿。

3. 中年阶段:15—35 年生,为胡楊粗生长期,在土壤水分条件較好的情况下,树高达 10—14 米,胸径 11—16 厘米,树冠为闊卵形,树頂为尖塔形,中部出現卵形和近腎状卵形的叶子,頂部嫩枝上的叶为闊披針形。

4. 成熟阶段:35—60 年,树高 14—18 米,胸径 30—50 厘米,树皮粗糙深纵沟,成条状剥落,树冠为圓卵形,圓頂或鈍頂。主干下部之枝枯死,自然整枝作用强,叶为近腎状圓形。

5. 老熟阶段:60—80 年,在地位級 I、II 級的生境下,可达 100 年,树高可达 20 米以上,胸径 50—70 厘米,在良好的生境下,往往达 100 厘米,树皮极粗糙,深纵裂,剥落,皮厚达 7—10 厘米,主干干淨无枯枝,树冠小,不对称,心材往往枯干中空,在地下水位很低,土壤很干燥的条件下,許多中年树出現生长停顿,树干空心等老熟現象。

6. 衰老(或死亡)阶段:树冠更小,极不对称,枯頂或树冠大部或全部枯死,树干殭立,經久不倒。

在良好生境下,胡楊的天然寿命可达 150 年以上,树高 25 米,胸径 130 厘米,但它的寿命的长短和生长发育情况主要决定于外界生活环境条件的变化,其中土壤盐分和水分的变化起着主导作用,如地下水位保持在 2.5—3 米而不變,則它的生活周期能够順利地通过各个发育阶段,长成良材。另一种情况是:如土壤积盐过程慢而地下水位又适中則寿命很长,长成大树。反之,如地下水位下降很快,低到 5—6 米以下,虽土壤积盐过程很慢,則也无补于它的生命。在这种情况下,在不同发育阶段,胡楊有不同的抵抗力,即干林树

抗旱力不如中年树的强,首先枯死,而成熟树犹能在很长时中继续生活,或者仅树冠枯顶,这是塔里木河上游胡杨最普遍的生长情况。但在塔里木河的中下游地区,地势低洼,地下水位往往在3米左右,胡杨生长一般地比上游好,但也有许多胡杨生长不良或者枯死,这种情况尤以大干材树和初级中年树为最普遍,这是土壤积盐过多的结果。由此可见,地下水位的下降过低,固然是胡杨死亡的原因,但在重盐土上,尽管土壤水分条件还好,而也不免于死亡。这就说明了胡杨的耐盐度和抗旱力都有一定的临界限度,过此限度,则正如前面所证实的那样,都不免死亡。这对胡杨林的经营管理上有很大的指导意义。还得指出,胡杨林地土壤积盐过程不光是干旱地区土壤盐分本身向上移动的结果,而胡杨本身也是盐分,特别是碳酸钠盐的积聚者,它的每年大量枯枝落叶堆积地面,也是加速表土积盐过程的重要因素,因之,采取措施,每隔几年清理一次林地,是有好处的,或者作为冬季放牧场,让羊群吃掉落叶。关于这个问题还要做进一步的研究。

五、对胡杨、灰杨的经济评价

胡杨与灰杨——组成塔里木河流域大森林的兄弟树种,是南疆盆地荒漠植物的“英雄”,正如前面已经指出过的那样,它们具有许多优异的生物学、生态学和林学上的特点。这些特点的形成大致是它们在很长的地质历史时期(大致是新第三纪)以来在干旱的荒漠气候和不良的土壤条件下和大自然进行了艰苦复杂的斗争而获得胜利的结果。可以肯定地说,它们是塔里木盆地内的真正土生土长的优良树种。它们今后在绿化荒漠,改造自然,防御风沙,保护农、牧业生产和供应木材上,特别在人工的抚育培植下,将要起着不可估计的伟大作用。但到现在为止,许多人对它们还抱着怀疑,甚至鄙视的态度,而不认识它们是新疆地区的宝贝,也是我国森林资源中的一大财富,它们现在在许多地区表现生长不好的情况,不足以代表它们的本来面目,而是环境条件不良的结果,这种情况在人工培育下是完全可以改变的。为了改变过去对它们不正确的认识,有必要给以一个恰如其分的经济评价。

根据我们的了解,胡杨与灰杨有以下12个主要优点:

1. 速生树种,特别在人工培植抚育下(据调查在轮台县城东5公里的冷卡村1954年春人工移植野生胡杨苗育林经验,到1958年8月底树高已达7—12米,胸径8—14厘米,生长旺盛);
2. 天然更新力强;
3. 不择土宜,只要湿润就能很好生长;
4. 耐盐硷力强;
5. 抗风阻沙力强,特别在同红柳、沙枣配合的林带中;
6. 抗旱力强,对水分条件要求不高,在地下水位3米以上的中度盐化土壤上,能很好生长;
7. 树干通直,树形端正清秀,可栽作行道树和风景树;

8. 材質中等而用途广,特別耐水湿,是土木水利工程上的良材;
9. 胡楊林地能作四季放牧場,叶为牲畜的冬季重要飼料,特別能肥育羊羣;
10. 胡楊硷是一种工业原料,也为优良的天然食用硷。胡楊、灰楊的树皮很厚,纖維长而粗硬。还待分析研究其用途;
11. 为农区的良好燃料;
12. 为树木育种的良好材料。

根据以上許多优点,可以証明胡楊与灰楊是个“全面”树种,在全国还很少有这样的树种,特別对新疆干旱盆地,地下水質矿化度高和土地为不同程度的盐渍化土壤的土区來說,它們是理想的綠化造林树种,在同一生境下,非其他树种所能媲美。不仅在南疆和北疆盆地应大力发展种植,而且可以推广到新疆以外的地区,特別在黄河下游盐硷土区(如河北、山东、苏北)也可以試种。奇怪的是我們見到近年来塔里木河流域大多数县区和国营农場正在引种許多外来树种(如洋槐、小叶榕、美国复叶槭等)作为造林树种,而把握不大:对于本地固有的优良树种的胡楊、灰楊卻很不重視,这种情况是值得注意的。这是“輕土重洋”的又一个生动的例子,而忽視了乡土树种。

六、胡楊与灰楊的林型及其过渡原因(演变規律)

胡楊林(包括灰楊林),是中亚和亚洲中部干旱荒漠自然条件下特有的森林类型,而在我国新疆地区特別是塔里木盆地內的塔里木河流域,获得最大的发展。这种森林对生产实践,改造自然和林业科学研究都具有独特的意义;关于它的特性、分布和生长发育的規律等方面,已在前面做了簡要敘述,現从林型的观点进行探討,这对今后胡楊林的經營管理措施的決定,也是很有意义的。

(一) 林型的一般特征

根据野外資料分析,全区分布面积較大,羣落的代表性較强的林型可暫分为 13 个,其中胡楊林型暫定为八个,灰楊林型四个,灰楊和胡楊混交的林型一个。

按发育阶段論,从幼苗开始,有幼年林、干材林、中年林、近熟林、成熟林和老年林,它們各有其不同的林型,而以胡楊林林型表現得最为完整,灰楊的最高发育阶段,只是近熟林,沒有見到成熟林和老年林(虽然个别的生长不好的成熟树和老龄树是存在的),而灰楊与胡楊的混交林只見于中年林。

就林型的类型論,胡楊林林型种类最多,分布面积最广,其中又以与紅柳和(或)芦葦所組成的中年林和成熟林的林型为占优势的基本类型,疏林次之,而与野麻和(或)甘草所組成的干材林(或幼年林),面积較小。灰楊林林型种类也不少,可是由于灰楊的生态学特性的幅度較小,它們的分布只是局部的,发育阶段不完整,面积也不大,就中以与紅柳和(或)芦葦組成的干材林,和灰楊所特有的灰楊—沙棘林型,或灰楊—沙棘 + 鈴鐺刺的幼年林—干材林的林型分布較广,而与甘草、野麻等組成的林型則少見,与紅柳或甘草所組

成的中年林林型面积也不大,同胡楊的混交林面积則更小。

塔里木河上游(包括叶尔羌河)、中游和下游的林型的分布,由于土壤条件的不完全相同,微有区别。在下游比較简单,主要是胡楊与紅柳或芦苇所組成的林型;在中游森林分布不广,仅增加了胡楊与甘草、野麻所組成的林型;而在塔里木河上游,森林分布最广,又較集中,所有的林型几乎都能在这里見到,而且有趣的是灰楊林型在此也出現着。

这里天然森林的生长发育,一般都表示典型的荒漠森林的特征,即林木不高;密度不大;后期生长不良,郁閉度一般小(0.2—0.3),只有个别的林分可达 0.5 或 0.6。

林下植被都很单纯,一般只有 3—5 种的植物組成,生长最好的林分,林下植物可达十多种,盖度悬殊,而一般都不大。

(二) 林型的分类

1. 胡楊林的林型

胡楊—紅柳(*Populus diversifolia*—*Tamarix ramosissima*)林型組

(1) 胡楊—紅柳林型(幼苗):

这个林型可以以輪台县草湖乡英吐克河岸的第一級河漫滩的胡楊为代表,这里土壤非常湿润,胡楊幼苗为 1—2 年生,生长非常良好,曾在 1 平方米面积上計数:胡楊幼苗共 84 株。其中苗高 13—15 厘米的 17 株;8—12 厘米的 16 株;5—7 厘米的 28 株;3 厘米以下的 23 株;高度 10 厘米的紅柳苗木共 38 株。羣落內尚未出現其他种类的植物。

这是一种幼苗期的林型,在生态特性上,它充分說明了胡楊与紅柳是同时发生于潮湿的河漫滩的生境下的。这就对这个地区广泛分布的胡楊—紅柳的基本林型,提供了生态同源的一些重要論証。

(2) 胡楊—紅柳(*Populus diversifolia*—*Tamarix ramosissima*)林型(中年林和成熟林):

这是林型中分布最广,面积最大的一个林型,也是上一种林型的繼續发展。

它分布的环境条件与下一种林型的很相似,但土壤水分情况較好,土层为較厚的砂壤质土,往往处在常年有水的河道两岸,地下水位一般为 3—4 米,在塔里木河中游的輪台南面的草湖乡(英吐克河北岸)和塔里木河南岸,胜利第十农場东面和东南面,都有大面积的分布,都是中年林和成熟林。在塔里木河下游,铁千里以南的因素东北方和渭干河下游茂密的成熟林,也属这个林型。林木生长一般都較良好,树干圆柱形,树高 12—15 米,胸径一般 30—50 厘米,大者达 60 厘米,枝下高 3—5 米,郁閉度都在 0.25 以上。較密的林子 1 公頃有 150 株,是木材单位面积产量最大的林型,也是目前用材的主要基地。

林下植物种类,除稀疏紅柳外,有少数甘草(*Glycyrrhiza inflata*)、鈴鐺刺(*Halimodendron holodendron*)、芦苇(*Phragmites communis*)、駱駝刺(*Alhagi pseudalhagi*)、胖姑娘(*Karelinia caspica*)伴生,在盐分較重之处,間有极少数的大花野麻(*Apocynum hendersonii*)、黑刺(*Lycium ruthenicum*)、盐穗木(*Halostachys belangeriana*)出現。但因表土盐分較重,又干燥紧实,林下无一株幼树或幼苗出現。

(3) 胡楊—(紅柳)[*Populus diversifolia*—(*Tamarix ramosissima*)]林型:

这个林型分布在地下水位 6 米以下的冲积砂质土壤上,非常干旱,土层很薄(10—30 厘米以下,则全是沙层),盐分不重,仅表土有薄层的盐结皮。在塔里木河南岸农一师,胜利第十农场,十一农场和十二农场一带,沿南干渠两旁的很多干涸河道网内,广泛的分布着这种林型的中年林和成熟林。

据目前情况还可以见到,这是一种曾经生长非常良好的二层林。上层一般都在 12—15 米,胸径 25—35 厘米,最大的有 40 厘米,树形挺直、饱满,枝下高都在 5—8 米,密度很大,在一公顷面积上有 200—400 株,枯枝枯顶很多,呈现着早熟和衰老现象,林下除落叶层厚达 10 厘米外,还堆积着枯枝和倒仆木,厚达 0.5—1 米,郁闭度 0.2—0.3。因为后来河流干涸,第二层林木已绝大部分死亡倒卧,林下灌木层和幼树都已枯死,只残存极少生长不良的紅柳或鈴铛刺和黑刺。

(4) 胡楊—芦葦(*Populus diversifolia*—*Phragmites communis*)林型:

这个林型出现在地下水位很高(一般都在 1.5—2.5 米),土壤湿润,盐分很轻的生境下。在塔里木河上游很少见到,中游只有小面积分布,而在下游的渭干河岸和纳胜河岸,分布最多,都是生长良好的中年林和成熟林。

林下植物种类一般较为单纯,除密生的芦葦外,只有极少的紅柳、鈴铛刺、拂子茅(*Calamagrostis* sp.)、牛皮消(*Cynanchum acutum*)、黑刺等生长。在水分条件更充足之处,林下植物可达 10 余种之多,总盖度一般都在 25% 以上。

这个林型最大的特点是:一般更新良好,幼树和幼苗较为均匀的分布,在羣克以西楊大人房子南之干河道的一个样地统计,在 20×40 米²面积内,共有 1 米以上,5 米以下的幼树、幼苗 137 株。

(5) 胡楊—紅柳—芦葦(*Populus diversifolia*—*Tamarix ramosissima*—*Phragmites communis*)林型:

出现在冲积平原的较大洪水氾滥地上,表层有 30—40 厘米厚的冲积中壤层,下层为砂壤质的湿润土壤,其面积较小,多数是中年林和成熟林的异龄林,也有异龄的干材林。一般都生长良好,有明显的乔木层(由二层林木所组成),灌木层和草本层。有时在土壤排水不良的环境下,往往锈病满叶,尤以干材林感染较重,呈现出黄绿色的季相。

(6) 胡楊—野麻—甘草(*Populus diversifolia*—*Apocynum hendersonii*—*Glycyrrhiza inflata*)林型:

这个林型在塔里木河中游和上游较为常见,但面积不大。地下水位 4—6 米,土壤盐分稍重,表土常有乳头状突起的薄层盐结皮。

胡楊林都是萌芽次生幼林和干材林,树高平均 5 米,最高的 7 米,胸径一般 6—8 厘米,最大的 10 厘米,一般生长良好,郁闭度在 0.1—0.15—0.25 不等,不甚均匀。

林下除较多的甘草、大花野麻外,主要伴生植物有鈴铛刺、芦葦,有时有少数毛株檉柳(*Tamarix hispida*)参加,盖度 10%,但在水分较充足之处,还有少数牛皮消、拂子茅,密度

可达40%。

因表土較干燥,盐重,更新很差,少見根出幼树、幼苗的生长。

林下植物种类的多度,常随林木密度不均,而分布也不一致。在林木稀疏处,經常芦苇全部死亡;甘草大部分死亡;野麻部分死亡;而鈴鐺刺則占优势,有时甚至占绝对优势,几乎成为不稳定的胡楊—鈴鐺刺林型,而在郁閉度大的林下,草本植物盖度增大,甚至甘草或野麻占绝对优势,成为胡楊—甘草(或胡楊—野麻)的过渡林型。

(7) 胡楊—鈴鐺刺—野麻(*Populus diversifolia*—*Halimodendron holodendron*—*Apocynum Hendersonii*)林型:

这个林型可以巴楚莎瑪勒东南的叶尔羌河南岸第三級河漫滩上的胡楊干材林为代表。这里在洪水期有水漫上,土表有龟裂的冲积性重壤土。

因为土壤排水不良,林木叶部都感染黃色锈病斑点,呈現黃綠色的季相。林木一般高为5米,胸径8厘米,其中也参杂有高达3米的幼树,故成为异龄的干材林。林下植物除鈴鐺刺和野麻外,还伴生少量的甘草、芦苇、駱駝刺、牛皮消,小薊(*Cirsium arvense*)等。总盖度20%。

(8) 胡楊疏林:

这个类型分布在塔里木河上游和下游地区,面积較广。在羣克东南,塔里木第四农场、五場和六場的垦区内及輪台县草湖乡塔里木河南岸,是較为集中分布的地区。实际上,它是以上七个林型,在土壤盐分增加和水分减少的双重压力的情况下演变的结果。按其发生,是个复合羣落。

林地土壤盐分显著增加,林相极为稀疏,中年林和老年林,每公頃林木30—50株不等,生长早已停止,林下植物大部分也枯死。从地面殘槎和土壤中的殘根可以推断,有些(如塔里木第四农场到六場一带)过去是胡楊与甘草、野麻、芦苇組成的林型;有些是胡楊与芦苇所組成的林型,因生境的条件逐渐恶化,芦苇全部死亡,甘草也大部相繼死亡,比較耐盐的野麻,还殘留部分活株。在草湖乡一带,原来是胡楊和紅柳、甘草組成的林型,由于水分逐漸减少,盐分显著增加的结果,出現盐穗木,表土有1—2厘米厚的盐結皮,加之老乡采用头木林作业,砍伐枝叶喂羊的结果,整个林相外貌更是殘破稀疏不堪。

这类林木,已无完整树冠,枯枝枯頂很多,树干弯曲,木材已开始中空,无保留价值。在土壤条件較好的林地应辟为农场。

2. 灰楊林的林型

(1) 灰楊(幼苗)—紅柳(幼苗)—拂子茅(幼苗)(*Populus pruinosa*—*Tamarix ramosissima*—*Calamagrostis pseudophragmites*)林型:

塔里木河上游的第一級河漫滩(中水位河漫滩),分布着这种林型。可以阿克苏的阿拉尔南岸为例說明:这个林型都分布在距河流水面(8—9月期間),高約1米的年輕的砂質冲积草甸土上,植被呈一片綠色和灰綠色的季相,有明显的层次:由灰楊幼苗和紅柳幼苗組成第一层,高度平均在30—50厘米;生长良好,三年生灰楊幼苗分布均匀,盖度10%,灰

楊苗木上感染較微的銹病,由拂子茅幼苗和較多的小香蒲組成第二層,高度 5 厘米,分布茂密,蓋度達 20%。此外,還有個別的棘豆(*Oxytropis glabra*),甘草和蘆葦幼苗伴生。從 1 平方米面積上計數:灰楊幼苗 22 株;紅柳幼苗 18 株;拂子茅幼苗很多(其中只有一株開花,結實),小香蒲 11 株。

從這裡可見,在發生上,灰楊是同紅柳、拂子茅等同時出現的,並在最年幼的一段時期里,在水分充足的生境下,組成暫時穩定的林型。由此逐漸向高一級的河漫灘過渡,灰楊幼苗高達 1 米左右(約 5—8 年生苗)。紅柳高度也為 1 米,而沙棘和鈴鐺刺幼苗開始稀疏的出現。這表明了更為年老的河漫灘,這是向高水位的灰楊—鈴鐺刺 + 沙棘干材林林型逐漸過渡的表現。

(2) 灰楊—沙棘 + 鈴鐺刺—甘草(或野麻)(*Populus pruinosa*—*Hippophae rhamnoides* + *Halimodendron holodendron*—*Glycyrrhiza inflata*)林型:

這個林型分布在塔里木河上游的第三級河漫灘和沖積平原的邊緣。由幼年林和干材林組成。

這裡土壤鹽分很輕,水分充足,植被生長茂密,總蓋度在 50—80%。林木高 6—8 米,胸徑一般 10—15 厘米(幼林高度 3—5 米,胸徑 5 厘米)。郁閉度 0.2—0.3,生長優良,樹干挺直,較為茂密(曾在 10 × 10 平方米的樣地內計數,共 32 株)。約為 20 年生的干材林。林下植物茂密,主要為野麻、甘草、鈴鐺刺、沙棘,也有一些蘆葦和拂子茅,還有少量的紅柳、苦豆子、木賊(*Equisetum ramosissimum*)、鹽穗木、黑刺和牛皮消等伴生,高度不等。

在微地形的影響下,林下植物各有不同的占優勢,形成小面積的灰楊—鈴鐺刺—蘆葦(或拂子茅),灰楊—鈴鐺刺—野麻(或甘草)羣聚和灰楊—小葉柳(*Salix* sp.) + 鈴鐺刺羣聚。

有趣的是沙棘(*Hippophae rhamnoides*)在這裡非常發達,常與灰楊組成:灰楊—沙棘 + 鈴鐺刺,或灰楊—沙棘羣聚。林木高度一般 6 米左右,而沙棘高 2.5—3 米,非常茂盛,密不可入,總蓋度達 60—80%。而在水分條件稍差之處,則有大片枯死現象,鈴鐺刺進一步發展。

(3) 灰楊—紅柳—蘆葦(*Populus pruinosa*—*Tamarix ramosissima*—*Phragmites communis*)林型:

主要分布在阿克蘇河、叶尔羌河與塔里木河交汇口附近的高水位河漫灘上,土壤為細砂輕壤質的沖積草甸土。

這是過去的干材林(樹高 4 米,基徑 4—5 厘米)經過火燒後,萌發為次生幼年林,幼苗高度 1.5—2 米,年齡為 3—4 年,分布均勻。

林中層次明顯,灰楊苗木為第一層,蓋度 15%,由蘆葦和鈴鐺刺組成第二層,高度 0.6—0.7 米,蓋度 25%。並且伴生有個別的棘豆、拂子茅和小香蒲(*Typha Laxmannii*)。

(4) 灰楊—紅柳—甘草(*Populus Pruinosa*—*Tamarix ramosissima*—*Glycyrrhiza inflata*)林型:

分布在沙雅县塔里木河南岸，出现在胡楊林中沿着河岸，其土壤水分较为充足的地方，面积不大而密生。

这里的土壤盐分也较重，表面有 10 厘米厚的枯枝落叶层，下面为半腐熟层，有机质丰富，呈棕褐色，这与胡楊林林下的土壤有显著的区别。因为这一带牧场饲料缺乏，牧民砍伐楊树枝叶喂羊，故都成为次生萌芽中年林。

林下植物较为单纯，除紅柳和甘草以外，只有极为稀少的鈴铛刺和牛皮消，盖度 15%，形成明显的乔木层，灌木层和草本层。在离旧河道较远，土壤水分较为缺乏的地方，生长势减弱，幼树枯死。从这里也充分说明灰楊对水分和盐分的要求较为苛刻，而耐旱、耐盐能力不如胡楊。

3. 灰楊和胡楊的混交林

灰楊 + 胡楊—紅柳—甘草 (*Populus pruinosa* + *P. diversifolia*—*Tamarix ramosissima*—*Glycyrrhiza inflata*) 林型：

在塔里木河中游冲积平原上，往往见到灰楊同胡楊混交的中年林。

在群落内灰楊和胡楊数量的比例，随土壤水分的差异而各有不同。如水分较为缺乏，则胡楊占优势；水分较为充足，则灰楊占优势。因此，它是一种不稳定的林型。

林木生长情况和林下植被，与胡楊—紅柳—甘草林型很相似，不再赘述。惟土壤情况则介于灰楊和胡楊与紅柳—甘草林型之间。有时也形成小面积的灰楊—甘草林型。

(三) 胡楊林型的演变规律及其重要性

随着环境条件的不断变化，主要是土壤盐分和河流改道而引起土壤水分的变化，森林也不断起着相应的变化。从整个塔里木河上、中、下游的森林来看，这个变化是逐渐向衰退和死亡的方向发展，即森林枯死的面积远远超过了天然更新面积。其中灰楊林没有老年林型和衰亡林型，而在上游的冲积平原边缘，高水位河漫滩和中水位河漫滩上，普遍分布着断续带状，或块状的天然幼苗，幼林和干材林，更新良好。而胡楊林的新生幼林和干材林在林型中很少见到，而正在衰退或死亡的中年林，老年林和疏林的分布面积则很广。现就胡楊林型的演替程序加以描述。

土壤盐分和水分情况，是本区整个植被变化的决定因素。胡楊林的演替，也同样决定于这两个因素。从不同的原始林型，由于环境条件的不同变化，林型也相应地向着不同的方向发展。

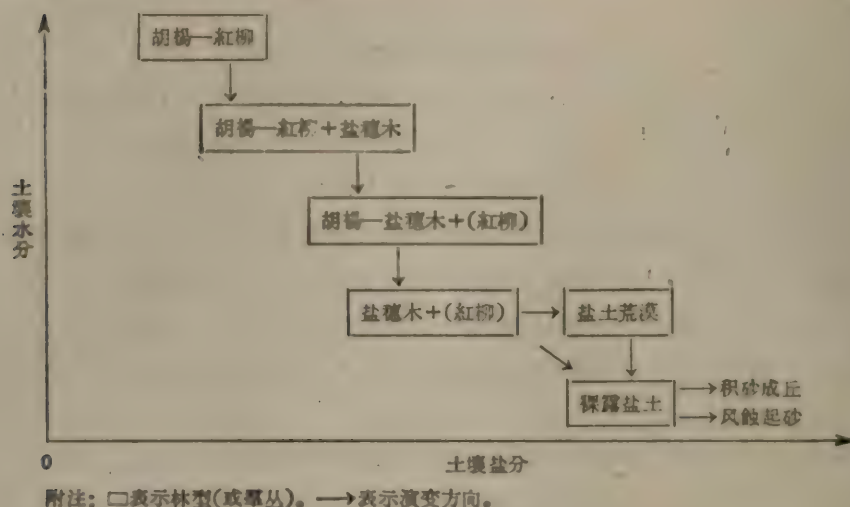
在环境条件的变化中，有的主要是土壤盐分的变化，有的又主要是土壤水分的变化，还有的则盐分和水分起着同等重要的变化。因此，林型也向三个不同的方向演变。

1. 土壤盐分增加对森林的影响

塔里木河中游，从羣克以西楊大人房子以南，一直往东延伸到羣克以南的一带森林，主要由于土壤盐分的增加（土壤水分的减少，并不显著），盐穗木逐渐侵入林地，代替了胡楊林。

这带林子的土壤,原来是盐渍化不强的棕色荒漠森林土,其原始林型是胡楊—紅柳类型的中年林。因盐分增加,变成胡楊—紅柳+盐穗木林型,这时胡楊已开始枯枝枯頂而衰退,后来又逐渐变为胡楊—盐穗木+(紅柳)林型,土壤表面已經有棕色盐結皮,胡楊絕大部分死亡,只殘存少数活株,紅柳也很多死亡,盐穗木逐渐增多最后胡楊全部死亡殞立,紅柳只殘存部分活株,而盐穗木占绝对优势,形成盐穗木+(紅柳)羣丛,这时土壤盐分不断增加,形成很厚的盐結壳,結束了森林的阶段。如土壤盐分还不断增加,盐穗木也不能生存,逐渐死亡,最后成为暗褐色的裸露結皮盐土,成为风沙活动基地。

其演替过程,可以下面图式表示:



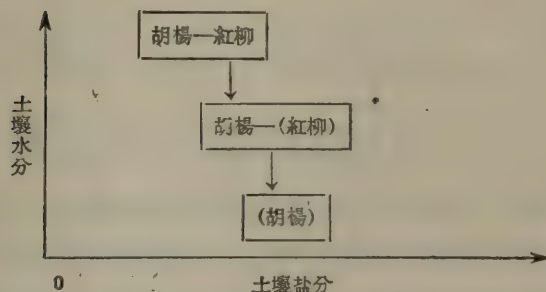
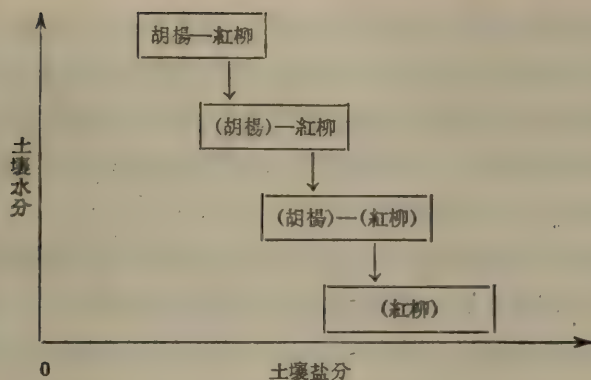
2. 土壤水分减少对森林的影响

塔里木河上游南岸(胜利十二农場的西南面),有大片森林,土壤盐分的变化不甚明显,主要是因为河流改道,地下水位迅速下降,土壤水分显著减少,浅根性的胡楊首先衰退、枯死,深根性的紅柳还勉强生存。这原来是胡楊—紅柳林型,土层不厚,在 25 厘米以下,则为砂质与砂壤质混交层。因土壤水分的变化,胡楊开始枯枝和枯頂,逐渐形成(胡楊)—紅柳林型,到最后胡楊不断枯死,倒仆,紅柳也有大部枯死,而形成(紅柳)羣丛,这时地面已开始有风蚀现象。若环境逐渐恶劣,植被更是残破不堪,风蚀作用逐渐严重起来。

其演替过程,可以下页上面图式表示。

但是在这一带的同一林型,主要也是由于土壤水分的显著减少,而演替的结果却是紅柳比胡楊先死亡。这主要是因为原来林层的郁闭度很大,林下阳光不足,使紅柳生长不盛,生活力减弱,再加上土层很薄(在 20 厘米左右,下面全是砂层),深根性的紅柳生长就不好,后来水分又缺乏,阳光不足,所以在原来的胡楊—紅柳林型中,紅柳首先开始死亡,继之胡楊幼树也枯死,接着第二林层的干材林木也逐渐枯死,到最后主林层中的林木枯枝枯干也愈来愈多,成为今日残破的林相,整个林分最后变成了灰褐色的景观。

其演替图式如下页中图。

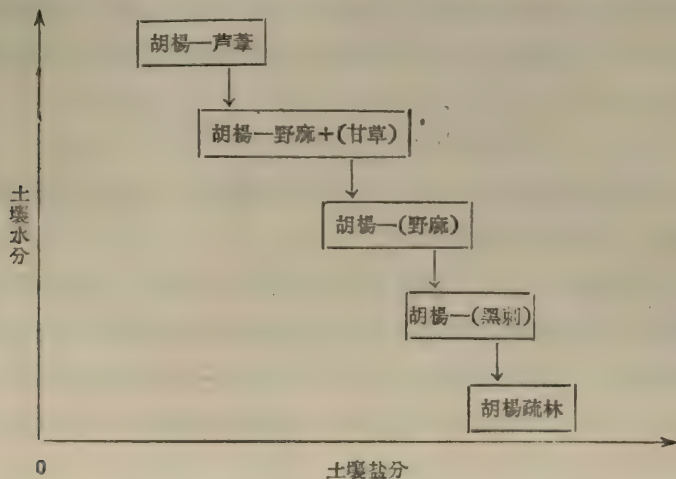


3. 土壤水分減少和盐分增加对森林的影响

主要分布在塔里木河下游(农二师塔里木第四农場, 共青团农場和第六农場一带)的胡楊林, 原来是胡楊与芦苇、甘草或野麻所組成的林型, 由于土壤水分的逐漸減少和盐分的不断增加, 林下植物最后全部死亡, 林木逐漸衰退为疏林。

在沙雅县的老其門南, 塔里木河南岸的胡楊与甘草林型, 也由于同样的环境条件的变化而形成同样的結果。

原来是草甸性較強, 土壤为輕盐漬化的胡楊—芦苇林型(或胡楊—紅柳—芦苇林型), 混生有少数駱駝刺、黑刺。由于盐分和水分逐漸变化, 芦苇首先陆續死亡, 甘草也部分枯



死,形成胡楊—野麻+(甘草)林型;再不断变化則成为胡楊—(野麻)林型,这时芦苇全部死亡,甘草絕大部分枯死,野麻生长已开始趋劣,而原来伴生的黑刺仍正常生长,逐漸成优势种,形成暂时稳定的过渡类型,即胡楊—黑刺林型,若环境仍繼續恶化,最后林下植物全部死亡只殘存几株枯萎的黑刺。胡楊疏林在这一变化过程中,衰退較慢。

其演替过程,可以上頁下面图式表示:

从上面的胡楊林型演变的实例,可知塔里木河流域现在的天然胡楊林无例外的都向着死亡的方向发展。其結果則为現有林地或遭风蚀,或为风砂侵入,变为砂丘,附近的国营农場将受到风砂的很大威胁。因此,积极地进行現有森林灌溉撫育,已成为刻不容緩的措施。

七、关于胡楊林营造的一些問題

(一) 塔里木河流域的林业方針問題

首先,有必要明确一下塔里木河流域今后林业方向問題。根据自然条件的特点和国民经济发展对这个地区的要求,我們认为塔里木河流域是农业区(特别是我国未来的棉花生产基地),而不是林业区。这里今后林业的任务主要是直接間接为农业服务,因此,这里的森林(現有的和新造的)应该是个农田林的性質——防御风沙災害和供应农村用材(建筑材和薪炭材)。这是个农、林业很自然的結合,相輔相成,各有发展。

現在塔里木河流域的胡楊林,如同天山和阿尔泰山的云杉林、落叶松林一样,都是天生的,一直沒有人加以管理过,一直只是利用,而从来沒有人撫育过,任其自生自灭。由于自然因素和人为因素的不良影响,森林的质量日益降低,林地面积也在日益縮小。可以說塔里木河流域的整个森林正在向着衰老死亡方向迅速发展,森林天然更新的速度远远落在森林自然枯死的速度的后面,过去曾經是浓密青翠的胡楊林,現在已成为小至几千亩,大至几万面的枯立木和倒仆木了,給旅行在这地区的人們以一种深刻的淒涼感觉,体会到干旱荒漠地区自然破坏威力的惊人。这是自然对人类的挑战,也就是向新疆地区的林业部門和林业科学工作者提出了一个巨大任务,即如何改变这种不可容忍的局面。

(二) 胡楊林营造的技术問題

通过胡楊的生物学、生态学和林学特性的了解和掌握,科学技术是完全可以改变上述不愉快的局面的。可从以下几方面着手。

1. 在营造新的胡楊林扩大森林面积方面,可采取以下四方面的技术措施:

(1) 天然下种 这种方法是胡楊与灰楊过去和現在一直用来扩张它們自己地盘的一个有效而方便的方法。如果人們給以促进一下,协助一下,則新林子的起来就会更快更好。所謂促进一下,就是人們可以效仿自然,为胡楊种子創造一些比原来更好的发芽成苗条件。

(2) 直播造林 这是通过人工把上面一个方法进一步发展的造林法,所不同者要预先及时的采集胡楊种子并很快地在有发芽成苗的环境条件下面进行撒播。这个方法实质上是补充上述天然下种不足的一个方法。这里特别重要的是采种与播种的整个过程在时间上要愈短愈好,因为胡楊灰楊的种子发芽力在自然条件下只能保持六七天之久,过此则发芽力大大减低或者完全丧失。最好在采种后三天内播完。这是个非常紧张的工作。如能通过試驗,取得經驗,使种子发芽力保存更长时间,則将大大有利于这一工作。

(3) 育苗造林 我們在野外曾检查而且做了发芽試驗,胡楊种子虽很小但很飽滿,发芽率很高,发芽过程也很短(3—5天),因此,人工育苗,如果掌握好技术,是毫无問題的。两年生苗,或三年生苗經過一次移植,高約1米即可定植。

(4) 天然萌芽更新和人工促进天然萌芽更新 胡楊是萌芽力很强的一种树种,不但在伐木后的伐根上能从不定芽发出丛状的枝条,进行天然萌芽更新,特别重要的是从它的地表下的很长(可达15米)的水平根上能节节发生丛状的根出苗。这种繁殖幼树的方法是从母树的各个方向无时无刻不在进行的,这是胡楊林在林下天然更新的主要方法,只有当土壤表土变干燥时,这种繁殖法才受到抑制,因此,人工促进天然萌芽更新是十分重要而很简单的方法,那就是采用林地灌溉,保持表土一定程度的湿润就行了。

胡楊与灰楊能否应用无性繁殖法的插枝法育苗这个问题,目前了解得很少。根据生物学特性看,它們是属于楊属的山楊(*Populus tremula*)羣的种类。无性繁殖是较为困难。又根据生态学特性看,它們的材質部含有大量碳酸鈉盐,对植物的生理活动起着一种抑制作用。因此,用无性繁殖法能輕易地培育出大量胡楊与灰楊苗木的希望恐怕不大。但无论如何,还是一个值得进行試驗研究的題目。

2. 現有胡楊林的撫育:

塔里木河两岸离河流較远的地段的林区内,由于現在缺乏水源,往往百里无人烟,羊羣也不多,所以长期以来,天然老林大部分未受到人为的破坏,而且生活在干旱地区的維族老乡們有爱护森林,栽培树木的优良习惯,在这里,森林作为供应木材的基地主要是近年国营农場兴办以来才开始的,現在农場也开始重視保护森林。目前胡楊林的主要問題是如何撫育問題。大片天然胡楊林的死亡完全由于林地土壤缺水,所以胡楊林的撫育問題归根結底就是林区灌溉問題,也是要管理好目前尚能挽救的胡楊林的关键性的問題。

除此以外,有些地段(如塔里木河大堤附近和阿克苏塔里木河农一师农場指揮所附近)的林区内病害相当严重,主要的病有两种,一为锈病,一为黑斑病,为害幼树特甚,以灰楊受害較重。要进行研究防治。

3. 胡楊林的作业法:

天然胡楊林都为乔木林,树高一般在12—18米,主干飽滿通直,为圆柱形,高5—6米,也有高达8—9米的,今后在人工培育条件下,通过密植和灌溉撫育的技术措施,还可以进一步促进其高生长并提高木材質量,是完全可能的。因此,胡楊林(包括灰楊)的用材林在人工培育条件下,一定能够生产出满足人类需要的优良木材的,这是不用怀疑的。

塔里木河上游地区(塔里木河大坝以西的沙雅县向西一直至阿克苏河下游地区)是全流域主要天生牧草的芦苇最为缺乏的地段,但胡楊与灰楊林则分布最广,面积也很大。为了满足畜牧业的需要,此間牧民长期以来都利用胡楊与灰楊的叶子作为主要飼料,而对天生胡楊林采用头木林矮林作业法,在离地面 1—2 米处伐去上部,由伐口发出一丛枝条,增加产叶量,每隔几年砍伐一次,让羊羣吃倒在地上的枝叶,利用天然森林作为牲畜飼料基地,这是此地羣众的创造发明。这种矮林今日所占面积甚广,离塔里木河河流两岸五、六公里地带以及凡是林区内的旧河道内还可挖井利用地下水的地方的周围胡楊林都为此种矮林林区,木材已无經濟利用价值,而且大部矮林密度很稀,生长不好,产叶量低,此种林地設法解决羊羣飼料的前提下应先开垦为农場。

八、对胡楊林的开发利用問題

大家知道,塔里木河的整个流域广泛分布着胡楊林(包括灰楊林),估計面积約为 2,400,000 亩,它的确是南疆盆地最大的和唯一天然森林資源,它在过去和将来对这个地区的經濟和文化建設均有重大的意义。最近几年来,它对国营农場的基本建設和工矿交通事业的发展提供了大量品质相当优良的木材。今后,随着这个地区經濟建設的日益发展,它的作用将变得更加重要;对于其他森林資源非常貧乏的南疆地区來說,胡楊林却是最宝贵的一种財富。另一方面,在风沙災害严重的塔里木河流域地区,胡楊林的存在起着难以估計的防风固沙作用,例如在胡楊林内风速要比林外減低一半,生长好的胡楊林内不积沙。随着这个地区的开发和今后数以百計的規模巨大的国营农場的建立,它对調节气候,防御风沙,保护生产,供应木材等方面将会起着更大的作用。因此,对現在天然胡楊林的合理开发利用和今后新胡楊林的营造問題必須給以重視,并采取积极有效措施,以满足这个地区的工农业生产事业和其他建設方面目前和长远的需要。

前面已經提到,胡楊林(包括灰楊林)分布的一般規律是沿着河道特别是故河道两岸大約 50—100—200 米的地带,它形成走廊式的林带。但由于河道的經常变迁和人类活动对胡楊林生长的影响(如在中游地段牧民用头木林作业法造成矮林,便于砍取大量枝叶,作为家畜飼料),这个地区现存胡楊林的一般生长情况是不好的,表現着各种不同的林相和疏密度极不均匀等方面。按其发育阶段主要可分为:(1)全部死亡枯倒,埋于沙中;(2)全部死亡,成为枯立木和倒仆木;(3)枯頂的老熟林或枯頂的和生长不良的中年林(主要由于地下水位过低,土壤很干燥或強度盐漬化);(4)生长几乎停止的中年林和成熟林(面积最广);(5)生长旺盛的中年和干材林(面积不大)和(6)幼林(大都为根出苗和萌芽次生林,少数为实生苗)等六个主要发育类型,如包括头木林則有七个类型。其中前四个类型的森林分布最广,面积最大。按其疏密度言,一般多很稀疏,大有“远望一片林,近看树木稀”之感。最稀的平均每亩只有四、五株,而且树形矮小,生长极坏,在成熟林中其密度每亩达一、二十株,生长尚好的树木的林分是非常个别的,林地土壤非常干燥(地下水位在 6—8 米以下),表土結成盐壳,林下天然更新的幼苗(主要是根出苗)极少或全无,紅柳下

木枯死,或全无下木及草本植物,林内开始积沙,現有整个植被已起不了防风固沙作用,对于这类胡楊林急应通过采伐利用,加以改造,营造新林,如土质适于农垦的林地(如底土层不厚)应辟为农田,否則林木枯死愈来愈多,每况愈下,不久将来可全变成枯立木,对国家资源反而造成很大的浪费。撫育更新的措施,在目前水源还远不能满足农业生产的情况下,也只能进行小面积的試驗,取得經驗,而特別对于現有生长較好的青壯林和幼林的撫育灌溉,应采取积极措施(主要是結合农业生产开辟灌溉渠道来实现),使它們迅速成林,以收防护之效,并供应日益增长的燃料需要(目前农場燃料主要来源为紅柳和枯胡楊树,估計只能供三、四年的消費)。在沙源和风沙活动厉害地区的胡楊林急应进行灌溉,使它复壯起来,恢复生长。我們有充分理由来証明,除河漫滩上部(普通称为一級、二級阶地)的面积不大的幼林和干材林外,撫育灌溉为挽救現存的一部分胡楊林的唯一出路,如果只是加以保护,則不能挽救它的相繼死亡。

由此可見,現在塔里木河流域的胡楊林的处理办法应根据它的具体生长情况結合风沙活动的規律,分別地或是进行采伐,辟为农場,或加以灌溉撫育使它恢复生长,而只是保护不能挽救胡楊林的命运。另一方面,国营农場为了自己的利益,要沿渠道两岸大力开展以胡楊灰楊为主要树种的营造防护林带,以逐步代替天然胡楊林在这方面的作用。

九、对胡楊林的管理問題

上面已經講过,塔里木河流域将是农业区而不是林业区,对它現在的森林要逐步加以根本上的改造,使它真正成为替农业生产服务的农田林。只有根据这样的林业方針,塔里木河流域的胡楊林才可能因国营农場的建立而得到发展。实际情况是:这里現存天然胡楊林的主要問題不光是保护問題,而主要是如何进行具体撫育的問題。国营农場的領導現在已經开始認識到这个地区的森林对于今后农业生产的重要意义,相信今后不会再不必要的“毀坏”森林了。目前的問題是如何撫育森林,使它迅速恢复生活力和生长力,变成如过去那样地欣欣向荣起来。解决这个問題的關鍵,我們認為只有一个,那就是急需及时地灌溉林地,这样則不仅現在生长不太好的中年林还能恢复生长,而且更重要的是灌溉可以促使大量根出苗的发生,促进胡楊林的天然萌蘖更新。我們在工作中見到通过塔里木河南岸林区内的农場所开渠道两岸边发生許多胡楊的根蘖,有的幼树半年內长了1米高,我們又在塔里木河北岸农場指揮所前面的渠道兩側見到那里的灰楊已在一年內恢复了生长力而长得很好。农場范围内現存胡楊林在农場的統一管理下,可以每年或每隔几年在农閑季节,利用渠道內多余的水进行灌溉撫育,而长在大小渠道附近的胡楊,又因为土壤水分条件的改善,根本不需要灌溉,即能很快生长起来,这是个非常有利的条件。根据规划,每个农場都有很大的造林任务(如塔里木河农一师的农場要在1962年完成227,000亩地的造林任务),如果把現已一般生长不良的胡楊林分段划归各个农場自行管理,林业主管部門进行督促协助,并統筹兼顧地利用現有胡楊林的木材,則各农場應該乐于接受撫育好現在天然林的任务,使現有胡楊林再加上新造的林子在这个地区真正發揮它的最大作用。

另一方面、如果林业部門設立專門管理机构(如国有林区之类)則困难极多。首先,要把林子管理好,主要是林区灌溉,須先投資修建很长的灌溉系統,这在劳动力上不可能做到的,也是极不經濟的。沒有到过現場調查过的人,总会有这样的想法:那就是胡楊既成森林,則一定也是几千几万亩一整块的密生树林,自成一个范围,而不知恰恰相反,前面已經指出,根据胡楊的分布規律,它所形成的所謂森林,只不过是沿着河道两岸的一条条的狭带,而且主要分布在早已干涸的旧河道两岸,林带間的土地(即所謂河間地)都是要进行农垦的紅柳地、光板地、枯死芦苇地或有其他植被的土地,这些带状(有些地段为网状)分布的天然胡楊林在很大程度上已形成了天然护田林带网,縱橫滿布,不便于专設林业机构来管理,而却最便于各农場自行撫育管理。我們研究了这种情况后,认为农垦区内現有胡楊林最有利地拨归各农場認真进行撫育管理,可以真正做到农、林密切結合,互助互利,相輔相成,林业主管部門似乎沒有专設林业管理机构的必要,以免迭床架屋,徒滋紛扰。另一方面,农場接管胡楊林后,必須加強林业技术力量,統一领导,認真撫育管理,使胡楊林更好地为农业生产服务。

* * *

作为本文的結束,有必要提出关于胡楊与灰楊在林学上的一些問題,供今后进一步的加以研究,其中主要的有:(1)胡楊、灰楊造林技术的研究,(2)胡楊、灰楊林的更新撫育的研究,(3)在不同生境下的胡楊、灰楊木材的材性研究,(4)胡楊、灰楊水分生理的研究,(5)胡楊、灰楊盐分生理的研究。这些問題的研究对今后森林营造和經營措施将会起着重要作用。



图1 塔里木河的古河床内长满着胡杨 (*Populus diversifolia*)和灰杨 (*P. pruinosa*) 混交林,就地起来的沙已在河床内堆成了沙丘 (图1—7均为秦仁昌所摄)



图2 现今塔里木河沿岸的天然茂密的胡杨林



图3 塔里木河谷平原上的垂死胡杨疏林, 林内开始积沙



图4 塔里木河古河道地区的衰老胡杨林, 林下红柳丛大都枯死。由于地下水位降低到8米,土壤非常干燥,树木开始枯顶死亡



图5 这是塔里木盆地的第一个人工营造的五年生的胡杨林，树高8—10米，证明了胡杨在人工培育条件下，生长很快



图6 塔里木河谷的国营农场利用天然胡杨林的防护作用，在林内建设新的职工住宅和疗养院。本图是胡杨与灰杨的混交林



图7 在炎热的塔里木河谷的荒漠里，胡杨树荫下是科学工作者生活和工作的胜地。这些胡杨高达23米，胸1.3米

东天山森林的地理分佈*

張新時

巨大的天山山系橫互在亚洲大陆腹地的广闊荒漠里,在这气候极其酷旱,景观极其荒涼而單調的荒漠之中,它隆起着終年白雪皚皚、雄伟、严峻的峯岭,有着适于森林和其他一些植被发育的优良生境,构成了一列水草丰盛、生趣盎然、五花滿坡、森林郁密的美地。那些环绕在山腰的綠色森林带,千百万年以来一直起着涵养水源和防护坡地土壤的重要作用。

但是在解放以前,許多珍貴的山地原始森林遭到了严重的破坏,林地裸露,失去了防护效能;而在远山深谷却存在殘余的阴暗原始林,它的許多碩大、优质的林木,在默默地衰亡与腐朽。解放后,对天山森林的合理开发利用和經營管理以提高它的质量和产量就成为目前一項迫切的任务。为了这个目的,就要求首先对森林植被的地理分布及其特性有个全面深入的了解。然而,过去对于我国境内天山部分的森林植被的考查与研究工作是很少的,以致缺乏对它的全面的和規律性的認識。有关东天山區森林植被的資料,除了少数植物学家的片断报告之外,只是零散地見于地理学家、旅行家及其他考查者的报告中。

植物学家刘慎謨曾在新疆进行过植物考查,在他的“中国北部及西部植物地理概論”(1934)一文中,曾对新疆植被,包括天山的森林植被作过闡述,可說这是我国在解放以前对天山森林的較為詳細的記述,为目前研究新疆植被的重要資料。此外,我国森林植物学家郝景盛和土壤学家馬溶之等在解放前也曾在新疆进行过考查,对天山森林也均有一些記述。

俄国和苏联的学者和旅行家对新疆植被的研究曾作了不少貢獻。А. Н. 克拉斯諾夫(А. Н. Краснов, 1888), В. Д. 戈洛捷茨基(В. Д. Городетский, 1904)早在上一世紀末期及本世紀初叶对东天山植被及森林就有所著述。Б. А. 費德琴柯(Б. А. Федченко)在其“新疆植被研究概論”¹⁾(1930)一书中曾就 Н. М. 普热瓦爾斯基(Н. М. Пржевальский, 1876—1887)等几位俄国旅行家对新疆植被的記載作了綜述,但涉及天山森林的却不多。М. Г. 波波夫(М. Г. Попов)²⁾ 1929 年在新疆进行了考查,他根据自己的考查資料及有关該地区的文献报导,对新疆植物地理的主要特征作了評述,其中也略涉及天山森林。

* 本文蒙秦仁昌教授、А. А. 尤納托夫博士及簡焯坡先生审阅,并作了重要修正补充,秦仁昌教授在百忙中对本文前后做了两次修改,特誌謝忱。

1) “Введение в изучение Растительности Кайтайского Туркестана”.

2) “Между Монголий и Ираном”. (1931).

应当注意到,在苏联境内的天山(中天山、西天山)山地森林的研究,对我们也具有很大的参考价值;俄国和苏联的学者们在这方面已获得了丰硕而深湛的资料,其中如 Е. П. 柯罗汶(Е. П. Корвин), Л. Е. 罗津(Л. Е. Родин), М. Г. 波波夫, И. Г. 謝列布梁柯夫(И. Г. Серебряков), Н. И. 魯伯卓夫(Н. И. Рубцов), 及 Б. А. 貝柯夫(Б. А. Быков)等对中、西天山森林均有卓越的研究。

我国只是在解放以后对天山森林资源才开始了全面而深入的经理调查。1955年林业部调查设计局为了了解林区位置,森林分布,林木组成及蓄积量的估计,在新疆林区第一次进行了航空视察,初步查清了本区的森林资源,并编制了森林分布略图。从1956年起,林业部调查设计局所属的森林经理调查大队在天山及阿尔泰山林区开始了正规的森林经理调查,同时,森林综合调查队也进行了林型、森林病虫害的调查,并测制了森林生长图表。他们将提供出有关天山森林资源详尽的调查设计资料。

中国科学院新疆综合考察队植物组,在它的植被工作中,也以森林作为一个主要的考查对象。1957年该组在苏联地植物学家、生物科学博士 А. А. 尤纳托夫(А. А. Юнатов)的领导下,对准噶尔盆地及与其毗邻的东天山进行了地植物考查。在东天山的考查,主要是在北路及内部山脉以路线调查方式进行的,自东天山的西部到东端,曾作了山地植被垂直带路线调查达十次以上。根据所搜集的原始资料,对东天山山地植被分布的一般规律,主要植被类型及其特征作出较完整的描述。森林在东天山区作为一个主要的植被类型,也按照苏联植物研究所的地植物调查方法进行了考查。然而,它只是被作为山地植被垂直带在其他植被类型(如草甸、草原等)成有规律的配置中的整个山地自然景观的一环;因此在考查中未能对森林进行更专门而深入的研究。本文是按照尤纳托夫博士与秦仁昌教授的意見,根据考察的成果及所搜集到的有关文献资料,试图对东天山森林的地理分布,森林植物群落类型及其特点作一个一般规律性的描述,着重从地植物学的角度来分析森林植被的特点。但由于考查领域广阔,对象繁杂,而时间又急促,人力有限,仅进行了短暂的路线考查,材料搜集整理也尚欠不足,疏陋错误在所难免,只能作为对我国干旱地区的这一珍贵的东天山森林资源作一初步介绍而已。

一、考查地区的自然地理条件

天山山系源出帕米尔,从西到东迤邐 2500 公里,绵延在苏联中亚部分和我国新疆维吾尔自治区境内;处于北纬 41—44° 之间。在我国境内的只是它的东半段,统称为东天山,长约 1,200 公里,宽达 350 公里不等。它把整个新疆地区划分为南北两半;南隔塔里木盆地与昆仑山遥遥相对,北傍准噶尔平原与准噶尔西北界山及阿尔泰山成三角之势,天山即其南底。

在地史上,天山历经加里东、海西和阿尔卑斯造山运动而褶皱、隆起,成为一系列的与纬向平行伸展的高峻山岭,并被一些山间凹地所分隔。由于新构造运动的作用,天山的隆起运动至今仍在发展着。许多山峰高达 4,000 米以上,终年积雪。由于它们高耸于周

围的荒漠之上,得以承受到西北方吹来的海洋潮湿气流;而且随着绝对高度的升高,自下而上温度逐渐降低,气候变得更加湿润,因而半山以上有较多的降水。在高山地带广泛地分布着现代冰川,雪线一般在 3,800—5,000 米;这些冰川是发源于天山的许多河流水分补给的主要来源。在降水丰足,雪水滋润的高山和亚高山地带,就广泛分布着森林和草甸植被类型。

第四纪初期到来的古冰川在天山上曾下达海拔 2,500—2,300 米的高度,它们所遗留下来的冰斗、冰川谷与冰碛物等,迄今仍极为触目,云杉森林现在就滋生其上。古冰川对森林分布所起的作用是很大的。在山地不断的隆起,冰川的刻蚀,寒、旱风化,河流的切割、侵蚀和风的剥蚀等联合作用下,造成了现在天山高山地带的阿尔卑斯陡峭地形和山地侵蚀地形。其陡峭的北向坡地和一系列的深沟、峡谷,构成了阴湿的生境,为森林的发育与分布提供优良的条件,因为在这里它们能够避免大陆性干热气候的侵袭。

随着绝对高度而变化的垂直气候带,乃是植被、土壤垂直成带现象的基础。在东天山有着极为明显的景观带垂直分布图式。其前山地带缓倾入荒漠,具有典型的荒漠气候特征,年降水量约 100—200 毫米,至中山带(1,500 米)可达 500—650 毫米,在陡峭、湿冷的高山带,7 月平均温度不过 16°C (4,000 米处),年降水量达到 700—800 毫米以上,山地冬季寒冷多雪。因而从山脚到山顶有节奏地分布着一系列的景观带:荒漠山地、草原山地、森林山地、草甸和终年积雪带。森林主要分布在中山带并上升到亚高山带。

天山已处于寒温带至北温带的过渡纬度地带,而且由于耸立在荒漠环境之间,即使较高的山地由于地形的变化也会受到大陆性的干旱、寒暑多变的气候的侵袭,因而山地针叶林仅出现在一定的高度(一般是 1,800 米)以上,构成了狭窄的一带。山地的夏季也是比较炎热的,故阴暗针叶林只分布在蔽荫湿润的阴坡与峡谷中。在干旱、瘠薄的阳坡全然无林。

然而,天山山系南北宽厚、峯谷相间,东西绵亘达千里,因而地貌和气候条件是十分多变而复杂的,森林的分布也就有相应的变异。根据山脉地貌来划分,东天山可分为三列的山区:即北路山脉,内部山脉(包括山间凹地)和南路山脉。

北路始于伊犁河谷以北的拜真山脉,以东是狭窄而缺乏前山带的婆罗霍奴山脉、伊连—哈别尔甘山脉与喀拉乌成山脉,在乌鲁木齐以东为主峰,高达 5,455 米之博格多山脉。这些山脉都具有雪峰、冰川、峭壁、深谷,阿尔卑斯型的地形很显著。从博格多山脉向东则山势渐低,在巴尔库山甚至可低达 2,000 米,伸入更干旱的荒漠气候中,呈现一派石山荒漠景象,森林带亦至此中断。直至哈密以北的喀尔雷克山才又重新出现较大的高度(4,925 米)和不大的冰川,又出现了森林。天山内部山脉夹于南北两路山脉之间,这里包括着一系列较为低矮的、断续的古老山地、山间盆地和河谷;从西到东有凯特明山脉,古老低矮的阿富拉尔山脉,以及在其南部与之并列的纳拉特山脉等,其上古冰川的作用较为微弱,山脉之间夹着许多东西向的山间凹地,如西部的伊犁河谷、克什河谷、巩吉斯河谷与特克斯河谷,在它们的山坡上常分布着阔叶果树林与优良的云杉针叶林带。在东部则有大、

小尤尔都斯盆地,吐鲁番盆地与哈密盆地等,但由于气候极为干旱,少见较大的森林,甚至全然无林。东天山的南路较宽,它的西南方与昆仑山相接,为密集的山结,高约6,000—7,000米以上(汗腾格里峰高达7,439米),向东渐分支,以柯克沙尔山和哈雷克套山为主,高达4,000—5,500米,也有现代冰川。向东则渐低,在吐鲁番盆地以南的波尔多烏拉山与却尔塔格山,其海拔已不到2,000米,最后终于消失在喀顺沙漠之中。

天山南、北两路山地在气候上也有很大的差异,北路面临较为湿润而凉爽的准噶尔平原,又能直接承受北冰洋的湿冷气流,因而降水量远比受到干旱、炎热的塔里木盆地气候影响的南路山地为多,蒸发量却较少,雪线的位置也要低达数百米,因此,喜冷湿气候的针叶林主要分布在天山北路山脉。

从天山北路山脉的西部到东端,在气候上也有很大的变化,一般是愈向东则干燥程度愈增大,因为在它的东部,蒙古戈壁气候的影响就大为加强。但向西则因承受较多的北冰洋湿气流而较为湿润,然而在精河以西的天山北路,却由于直接受到准噶尔西北界山的屏障和艾比湖盆地荒漠的影响,气候也显得十分干旱。到了西部的伊犁谷地,则因受了少雨的哈萨克斯坦的暖气流的影响,气候又比较温暖、干燥;但在其上游的特克斯,克什与巩吉斯谷地,则因地形渐变狭窄,地势增高,且愈向东暖气流作用渐趋微弱,因而气候又变湿润,森林又呈郁密景象。天山南路的气候也是从东到西逐渐变得湿润,这也是由于东部受着喀顺戈壁的影响,而西部则有雪峯、冰川的充沛水分的滋润。

东天山强度的分割地形,使得小范围内的生境也发生显著的变化,不但绝对高度与坡向起着主导作用,而其他条件(如坡度,坡向的位置等)都使得森林植物生长的生态因此更为复杂化,从而构成了多样的植物生境,决定着森林及其他植被类型的分布上的多样性。

总之,森林(尤其是雪岭云杉的阴暗针叶林)在各山段分布的有无、多少及其具体配置均与上述地理条件有着极为密切的联系。森林的分布及其本身的特征,也极为明显而确切地标志着其分布地区的综合地理特征。

东天山的山轴主要是由花岗岩及其他火成岩组成的,在边缘的海西宁褶皱地带则为沉积岩、变质石灰岩和火山岩。因而,这些岩石及其风化物乃是最常见的成土母质与母岩。在古冰川作用过的高山地带,森林通常生长在陡峭的山坡中下部的冰碛物、岩质堆与谷地的冰川沉积物上,山坡上部常为裸露的悬崖峭壁。中山地带的成土母质,则为黄土复盖的粗骨质的坡积物。在低山带与河谷则为第四纪黄土与砾石层。

关于天山云杉林下的土壤类型名称,议论纷纭,至今仍未定案。现一般通称为“褐土”(见中国土壤区划草案),或“暗褐色土”(根据林业部综合调查队),按照苏联天山云杉林下之土壤,则名为“森林腐殖质-碳酸盐褐色土”[见“苏联的植被”(Растительный покров СССР)第一卷]。亦有称为“山地森林土”(П. С. Панин)与“暗色山地森林土”(М. А. Глаздовская)的。总之,天山云杉林下的土壤取决于其地理条件——气候、母质及其特殊的植被种类组成等,应划为一单独土类。中国科学院新疆综合考察队土壤组在野外工作时,根据其性状、特征,暂命名为“山地森林生草腐殖质黑棕色土”。

由于本区地理条件的特点,雨量較少,蒸发較強,且受成土母質的影响,故土壤中碳酸盐的积聚显著;而且由于雪岭云杉的特殊生物化学作用——凋落物中富含石灰質与鉄質,所以云杉林下的土壤沒有灰化現象,是为其特点。土层厚度不大,下部常为粗砾質,杂有較大的基岩碎块。土壤具有較強的透水性。死地被物层主要为云杉的凋落物針叶、小枝、球果、树皮等,其上常有大量的藓类;其下为粗腐植質与黑色的腐植質,向下漸轉化为棕褐色的壤土,在細土层下部常有白色的碳酸鈣积聚。由于坡陡土薄,植被稀疏,常发生土壤崩坍現象,因此土层中多有埋藏层存在。

一般來說,在林带上部的土壤有向草甸土过渡的趋向,在下部則向山地黑土过渡。在山地森林带,与森林和草甸、草甸草原或草原之交錯相应,則为山地森林褐色土与山地草甸土,黑土或栗鈣土构成的复域。

东天山东端的落叶松林下的土壤特征基本上同于云杉林下的土壤,只是显得更干燥些。

二、东天山森林的主要乔灌木树种

对于东天山森林植物种类的了解还不够詳尽。据初步估計大約在 120—140 种,其中乔木树种只有 20 种左右,而成林树种只不过五、六种。天山的森林植物区系虽然比較貧乏,但成分仍然是复杂的;有些种是属于天山区的特有种,如雪岭杉、塞氏苹果等,有些則显然属于帕米尔成分,如天山花楸,西門諾夫槭,新疆卫矛与喜湿白蜡树等。北方森林植物成分也在天山森林中有很大的作用,其中如欧洲山柏,西伯利亚圓柏等即是。此外,天山森林植物区系与阿尔泰山也有密切联系,如东天山东部有来自阿尔泰山的西伯利亚落叶松和一些野刺玫等。

現根据考查所見,举出主要的針、闊叶乔木树种和灌木于下。

(一) 針叶树种

雪岭云杉(*Picea Schrenkiana*)¹⁾这是东天山最主要的成林树种,常形成純林,分布在东天山的中山带与亚高山带的阴坡,构成山地森林带。从雪岭云杉的分布及其在森林組成中的优势程度来看,东天山显然是它的分布区的中心,但它在准噶尔-阿拉套山也成林。最北至沙烏尔山地,亦可見单株的雪岭云杉分布在西伯利亚落叶松林下之峡谷中,向南雪岭云杉分布在帕米尔葱岭之东坡与昆侖山之北坡。在东部至喀尔雷克山,在祁連山山地森林带已不見其存在,而被粗叶云杉(*Picea crassifolia*)所代替。西部至苏联境内西天山,在哈特卡尔山脉以西則为耐干旱的檜柏林所代替。

1) 关于雪岭杉种的形成与生态特征还研究得很不够,且不属本文范围,故不贅述。但是有关雪岭杉的分类問題应簡介于下:

苏联有些学者在中天山与西天山另分出天山云杉(*Picea tianschanica*),认为是单独的一种,但另一些学者則认为差异不显著,仍属一种,不应分出来,即雪岭云杉(*Picea schrenkiana*)。

从雪岭云杉的主要分布区来看,它分布在亚洲中部荒漠中的山地,依附于荒漠边缘山地的窄带状的地区内,是天山山地植被中乔木种类的主要代表者,是干旱内陆地区的主要高山森林树种。它标志着荒漠中湿润与凉爽的高山气候。不仅它在地理上的水平与垂直分布是与这一地区的自然历史与地理条件密切相联系的,而且它的种的形成与现代的生态特征等也同样有着这些条件的深刻烙印。

西伯利亚落叶松(*Larix sibirica*)在东天山区主要分布在巴尔庫山与喀尔雷克山北坡和土鲁番盆地的后山阴坡,是这一地区山地森林带的主要成林树种。它分布在森林带的中部,与上部构成明亮针叶林,而其下部及林层内,则生有雪岭云杉。西伯利亚落叶松也是阿尔泰山与沙烏尔山林区的主要成林树种,现在在新疆境内它的分布区已分裂为三。它在东天山的分布,说明了天山与阿尔泰山以至与北方山地泰加林的森林植物区系在历史上有过密切的联系。

除以上两种针叶乔木外,尚有几种亚高山带的垫状圆柏,它们分布在云杉林带之内,或在其上限构成单独的群落,即: *Juniperus pseudosabina*, *Juniperus semiglobosa*, *Juniperus sabina*, *Juniperus sibirica* 与 *Juniperus turkestanica*, 后二种主要分布在伊犁地区。

(二) 闊叶树种

由于受到古冰川的影响,天山的森林植物区系遭到破坏,许多喜暖的闊叶树种在本区都已死亡灭绝了,残遗的少数树种也大为减少或被迫降到山地的较低部位。因而闊叶树种在东天山区森林植被中的成林作用是不大的,在山地植被垂直带中仅居次要地位。

仅有由塞氏苹果(*Malus sieversii*)为主的闊叶果树林带在伊犁山区(如果子沟及新源、巩留一带的气候适宜之处)尚能見到,分布于云杉林带下部的山坡或山谷中,在这里的山地森林带中它仍占有重要地位。林中常混有山杏(*Armeniaca vulgaris*),它常沿山河沟生长。二者均为古亚热带的残遗种。此外,林中有很多灌木,如山楂(*Crataegus* spp.), 栒子(*Cotoneaster* spp.)与小檗(*Berberis* spp.)等。在伊犁河谷的石质坡下与河沟两旁,常生有小叶白蜡(*Fraxinus potamophila*),这也是一个残遗种。

在伊犁山地的闊叶果树带之上,云杉林带的下部,有山楊(*Populus tremula*)分布,常与雪岭云杉混交,或形成小块状的次生林,在博格达山的云杉林带下部亦有生长。山楊可作为云杉林的先锋树种。

樺木(*Betula tianschanica*与*B. prumifolia*)在东天山区的分布较为广泛,与云杉混生或形成次生林,常沿山河沟生长,甚至在较向阳的干旱坡地亦有分布。

在本区的山河沟中普遍分布着苦楊或普氏楊(*Populus laurifolia*, *P. Purdomii*),沿沟成窄带状分布于云杉林带之下部,并在前山地帶寬闊河谷中的氾濫地上形成較寬带状的氾濫地林,如瑪納斯河、克什河上游皆有之。林内常混有沙枣(*Elaeagnus angustifolia*)与沙棘(*Hippophae rhamnoides*)。

白榆(*Ulmus pumila*)在东天山北路前山带的开闊河谷中,在苦楊林带以下,常形成河

谷地的疏林,如在博格达山与瑪納斯南山的前山带河谷均有。此外,在准噶尔山前平原的洪积扇上,白榆亦呈带状或块状疏林分布着。

天山花楸(*Sorbus tianschanica*)是云杉林内最主要的,也几乎是唯一的伴生小乔木树种。其分布区同于雪岭云杉。居于云杉林之第二层,通常散生林内隙地,不能构成单独的一层。此外,在云杉林内有时也有柳树(*Salix* sp.),它们主要是在山地云杉林带内构成次生的丛林或沿山沟生长。柳树可认为是雪岭云杉的良好先锋树种,在柳树丛林中,雪岭云杉的更新十分良好。

东天山区的灌木种类很丰富。組成山地针叶林之下木的闊叶灌木树种主要有:几种忍冬(*Lonicera hispidula*, *L. coerulea*, *L. microphylla*, *L. Altamanii* 等)、刺玫(*Rosa* spp.)、栒子木、茶藨子(*Ribes Meyeri*, *Ribes* spp.)、北极果(*Arctous alpina*, *A. erythrocarpa*)、西伯利亚鉄綫蓮(*Atragene sibirica*)、西門諾夫槭(*Acer Semenovii*)等等。在闊叶果树林带中,灌木种类更为多样。除上述种类外,尚有:山楂(*Crataegus altaica*, *C. songorica*)、小蘗(*Berberis* spp.)、鼠李(*Rhamnus cathartica*)、新疆卫矛(*Evonymus Semenovii*)等。

山地灌木草原中则为金絲桃叶綉綫菊(*Spiraea hypericifolia*)、几种錦鸡儿(*Caragana pleiphylla*, *C. frutex*, *C. turkestanica* 等)为主,在伊犁山地尚有鼠李(*Rhamnus songarica*)与天山酸櫻桃(*Cerasus tianschanica*)等。在山地河谷内,常为灌木丛生,有刺玫、山楂、忍冬、沙棘与臭紅柳(*Myricaria* sp.)等。

高山地带之闊叶灌木有:鬼見愁(*Caragana jubata*)、金腊梅(*Dasiphora fruticosa*)等,在瑪納斯与烏魯木齐南山尚見有北方成分的仙女木(*Dryas octopetala*)。

三、东天山森林植被的基本特征、分布的規律性及其地植物分区

雪岭云杉构成的阴暗针叶林是东天山山地森林带的主体。它广泛地分布在东天山山系的各个山脉中,以博格多山以西的天山北路与伊犁山区为最多。在山地,云杉针叶林带上升到很高的绝对高度,常上达亚高山带或高山带,在1,600—2,700米(南路3,000米以上)之間形成一条狭窄的、蓝綠色的林带。由于被裸岩、悬崖与局部阳坡的分割,它们并不构成連續不断的林带,而是常呈块状分布于阴坡或河谷的底部。只是由于东天山的东西走向,有着一系列連綿的北坡,才得以較明显地呈现出这条断續的森林带。在林带范围内,雪岭云杉羣落所复盖的面积大約只占总面积的10—20%。限于气候与地形条件的特点,它们未能形成象典型的北方泰加羣落(Taiga)那样郁蒼无边的树海,而只有它在干旱地区的变型。

云杉针叶林的另一特征是林相一般稀疏,尤其在立地条件較严酷之处(如普遍存在的石质坡上),常出现公园式类型的林相。树冠常呈細长圓柱状,枝下高很低或接近地面,极为别致。

森林植物区系种类组成的贫乏和森林植物群落类型的单纯亦为其另一特征。林带的上下限一般皆为雪岭云杉所组成,即建群种只有雪岭云杉一种,少见混有其他树种;只在立木稀疏的情况下,才混有天山花楸或柳类。林内下木与草本种类也很稀少,常有亚高山草甸之草类侵入。云杉林之类型则以草本云杉林(*Piceeta herbosa*)、藓类云杉林(*Piceeta muscosa*)与灌木云杉林(*Piceeta fruticosa*)为主。

在伊犁山地,山地森林带稍有分化。林带的中部与上部仍为云杉针叶林,而中下部则为云杉与山杨或樺木的混交林分所演替,下部则发育着塞氏苹果为主的闊叶果树林带,它们通常发育在土壤肥厚的山坡或峡谷中。

西伯利亚落叶松为主的明亮针叶林分布在东天山的东端,巴尔庫-喀尔雷克山一带的北坡上,林带的界限一般在 2,200—2,850 米之間。在林带的下部仍为雪岭云杉占优势。在山坡的中部,落叶松与云杉常形成混交林,向上则云杉渐少而无,而为落叶松的纯林。在最东部的喀尔雷克山,雪岭云杉也很少。

天山南路,由于面临塔里木盆地荒漠,气候更加干旱,云杉针叶林带上升得很高,通常只在阴坡呈小块状分布,已不成明显的带状。森林复盖度更低,林相更为稀疏,森林群落镶嵌在山地草原或干旱的亚高山草甸中,并常为灌木丛所代替。这实际上是山地草原-森林带在干旱山地的变种。

天山植被的分布及其垂直成带现象很明晰地反映出其所在地的地理特征,尤以森林作为一个自然地理现象是表征得最清楚的。东天山森林植被分布的地理规律性不外乎以下三个因素:即水平(气候)带的分布——纬度的分布,地植物省、区的分布和山地垂直带的分布。森林的地理分布也不能与森林树种的特性,植被发展的历史过程及人类的作用相脱离。

由于东天山大体上是平行纬向伸展的,在这南北宽度不过 350 公里的范围内,水平带分布的差异自然是不甚显著的。而天山北路与南路的植被类型的差异,主要还是地形对气候的影响而引致的。由于地形因素所引起的植被类型分布的变化与水平带分布所引起的变化现象常是混淆难辨。当然,从广义来说,大陆性气候的水平带愈向南,则气候愈为温暖、干燥,冬季少雪。天山南路的森林植被也以其稀疏的林相,分布零散,林线升高与组成单纯等特征反映出这一规律性。但在这些现象中,决不能抹煞或轻估了各种重要的地区性的地形因素的作用(如山脉的走向,坡向,山坡的迎风与背风及其毗邻地区的影响等),具体的如天山对大气气流的阻扰而致南北两路在湿度上的差异,准噶尔盆地与塔里木盆地对其邻近山地的不同影响等等条件都使得北路湿润于南路,而对植被类型及其分布的影响至巨。有时,在一定的范围内,这些地区性因素对于植被,甚而整个自然景观的作用甚至比之水平气候带分布所起的作用还更大些。例如,在新疆南部边境与东天山平行的昆仑山脉却与东天山正相反,其倾向西藏高原的南部由于承受着印度洋湿气,要比倾向塔里木盆地的北部更加湿润些。在这种情况下,地区性因素的作用显然就淹没了水平气候带的正常规律性,也就是构成了各种所谓植被类型的变型及其分布变化的原因。在东天

山,这些地区性地形因子对森林植被分布及其特性的主要作用在开始时已有所述及,以后也将具体描述,在此不贅述。

但是,无论如何,水平带的分布仍然决定了东天山森林植被的基本性质,即属于寒温带的山地针叶林,是阴暗针叶林——泰加羣落在干旱地区的变型,常具有山地森林草原的性质。这一点还是个别的地区性因素所难能改变的。顺便来说,从整个新疆来看,森林植被按水平带分布的规律性却是十分清晰的,从最北的湿润、寒冷的阿尔泰山,中部的天山,向南至南缘干旱的昆仑山地,分布着不同的森林植被。如阿尔泰山为典型的亚寒带山地针叶林,天山已如上述,是向温带过渡性质的较为干旱的山地针叶林,由于地区的自然历史条件,在这里并未普遍形成寒温带针阔叶混交林类型,而这一类型在同纬度的我国东北沿海地带却是最典型的。昆仑山则有受着很强烈的荒漠影响的稀疏的高山针叶林。

地植物省、区的分布对于新疆植被分布的影响至为巨大。这些地植物省、区的分布当然是决定于水平气候带、地区性的地理因素与植被的历史发展过程的。这明显地反映在新疆最基本的荒漠植被的性质上,如北疆西部深受中亚细亚与哈萨克斯坦荒漠的影响,而东部则富有蒙古荒漠的特色,中部的准噶尔荒漠本部被认为是中亚荒漠与亚洲中部(蒙古)荒漠的联络地带,也自有其独特之处,但仍划入亚洲荒漠区,据 A. A. 尤纳托夫博士的意见,应以准噶尔西北的界山为其与中亚细亚区之天然界限。同样,这些地植物省、区的联系与影响也清晰地反映在东天山及其他山系的森林植被的分布与特征上。例如,东天山北路西端的伊犁地区的森林与中亚(苏联哈萨克斯坦境内的北天山与中天山)有许多共同之处,南路的西端则深受帕米尔的影响。而东端的巴尔库山与喀尔雷克山地区的森林植被,则与蒙古戈壁阿尔泰的山地森林草原区很相近。在东天山占主要部分的中段的森林可划为单独的一区,它多少是带有联络性质的,根据 B. A. 貝柯夫,则为“帕米尔—萨彦过渡区”。至于东天山南北两路的山地森林植被,当然也可以划为两个不同的地植物区或亚区。

因而在东天山地植物区¹⁾内,根据地理特征与森林植被的特点,可划分为以下四个森林地植物区²⁾:

(一) 东天山北路山地雪岭云杉阴暗针叶林区。(二) 伊犁山地雪岭云杉阴暗针叶林—阔叶果树林区。(三) 巴尔库—喀尔雷克山地西伯利亚落叶松—雪岭云杉针叶林区。(四) 东天山南路山地雪岭云杉森林—草原区。

在这些区内,森林植物羣落通常与其他各种植被类型一起构成了山地植被,并成垂直

1) 根据 A. A. 尤纳托夫博士的意见(1957),在北疆除阿尔泰山地区外,主要部分划入亚洲荒漠区,其内可分以下三个大的地植物地区(非分区单位),或为亚省,即: i. 准噶尔荒漠; ii. 准噶尔界山山地隆起部分;与 iii. 东天山。在“中国植被区划草案”(附言)中,则划分有“天山区”,当与前述之“东天山”地区相符合。

2) 此森林地植物区之划分,在植被方面主要是根据森林的特点。然而在这些区内,森林植物羣落在当地整个植被体系中,并不一定是占优势的和典型的植被类型,它通常只是在山地植被垂直带中占有一定位置,并与其他植被类型,如草原,草甸等构成复域。因此,仅根据森林植物羣落的特征来划分地植物区,并用以命名,显然是不太恰当的。所以在这里所划分的并不是地植物区,而只是为了描述森林植物羣落分布之方便而划分的,暂名为“森林地植物区”或“森林植物区”,是否适宜,有待研讨,或待全面的地植物区划定以后再作修正。

带状分布。其基本结构图式由下而上为：(荒漠草原带)、山地草原带、山地草甸草原带、山地森林带、亚高山草甸带、高山草甸带与高山冰雪石生植被带。在植被带中，森林带的分布在下限是由于下部干旱气候的限制以及林带下部的草原或草甸类型草本的竞争，在上限则受到高山气候——寒冷，蒸发加强——之限制，因而森林只在适宜的山坡地段形成或宽或窄的一带。由于各森林植物区的植物生长条件不同，山地植被垂直带的结构也不一致而有各种不同的分化。例如，在伊犁区，森林带即分化为下部的阔叶果树林带与上部的雪岭云杉针叶林带；在森林带下部的森林草甸植被类型很发达，常成单独的一带。在巴尔庫-喀尔雷克山与东天山南路，山地植被在下部往往以荒漠草原，甚至从石山荒漠(南路)开始，缺乏亚高山草甸带，针叶林常成块状在带内镶嵌在山地草原的阴坡沟谷中，已不成为典型的森林带。各植被带的垂直高度界限在不同的森林植物区内也有很大差异，如针叶林带的界限在北路与伊犁山区一般为(1,500米) 1600—2700米，在巴尔庫-喀尔雷克山地区为2,200—2,800米，在南路则为2,200—3,000米以上。一般是随着大陆性气候的增强，林带的界限就相应地上升，并且变窄或竟缺如。

即使在同一垂直带内，除了基本的植被类型之外，由于坡向，坡度，山坡的部位以及母岩的变化，往往交替分布着其他的植被类型，不同的植物群落常在同一带内呈镶嵌状分布。在决定着森林植被分布的许多地理因素中，应当特别着重地提到“坡向”；因为，在干燥地区中，坡向是“景观形成过程中的最重要因素”(Э. М. 穆尔札也夫)。由于东天山有着几列连绵的北坡及其相应的南坡，这对森林的分布有着特殊的意义。森林只是对于阴湿，凉爽的北坡才是典型的植被。在干旱，瘠薄的南坡上常为山地草原植物群落。其他植被带的界限在南坡上也相应地比在北坡要高得多。坡度与山坡的部位对于局部地段的森林分布也有着相当的作用。在开阔的谷地里，针叶林通常多沿着坡地生长，在平缓的谷底与坡脚则为草甸植被。这也是主要由于森林与草本植被相互竞争的结果，使后者在缓和的平坡上发育茂盛，阻碍了森林的更新。

以上各种地理因素所决定着森林植被的分布，是与森林树种的生物学特性不可分离的。

耐阴的雪岭云杉在气候比较湿润、凉爽的伊犁与天山北路山地获得了广泛的优良生态环境，并且它总是选择着对于它最为适宜的中山或亚高山地带的阴湿坡地或谷底形成茂密的森林。但在较炎热、干旱的巴尔庫-喀尔雷克山与天山南路，它的分布就受到了限制，不能形成连片的森林带。就局部地段来说，在山地的南坡或林带的上下限，它也罕有分布。因为在这些地区或地段的综合生态因子，已经接近或达到了雪岭云杉生态特性的限界了。阔叶果树，如塞氏苹果与山杏等喜温和而对土壤要求较严格的树种，则在伊犁山区的云杉林带下部的山坡或峡谷中获得了温暖的气候和肥沃深厚的土壤的优良生态条件，生长繁盛。比较耐旱的西伯利亚落叶松得以在巴尔庫-喀尔雷克山地区占优势，它通常居于雪岭云杉林带之上。但在针叶林带的下部地段或巴尔庫-喀尔雷克山的以西地区则受到在该处生长与更新良好的雪岭云杉的排挤，而分布受到限制。显然，落叶松在这种

干旱地区的条件下已经不能认为是“阳性树种”了，它也被迫选择阴坡和半阴坡，而在南坡更是罕有自然生长。但是，从它总是居于雪岭云杉林的上部山坡、在干旱的东部地区形成纯林、常出现在石质山坡上、更耐寒、旱与高山地带的直射光的能力以及在林冠下更新能力较差等这些事实来看，它显然要比雪岭云杉“阳性”得多了。

现代的天山森林植被乃是在以上一系列地理因素及其演变的条件下，通过具体的历史发展过程的结果。森林植被的特征及其现代分布区的形成，除了取决于现代地理条件的作用之外，必须强调指出其发展过程中的特殊历史原因。

根据 B. A. 貝柯夫的資料，在第三紀的中新世时，天山山坡地的森林可能具有亚热带雨林的混交林性質（落叶林和針叶林），其中有雪岭云杉的始祖类型，以及冷杉、松、檜、紅杉及許多闊叶树种。現在伊犁地区的塞氏苹果、小叶白蜡、西門諾夫槭等等就是其中的殘遺种。在准噶尔盆地的天山部分則有較温暖类型的森林，还有普遍发育的灌木羣丛、灌木草原和山地草原羣丛。

“中亚山区植被历史的最后几頁是与冰川活动时期有联系的”（B. A. 貝柯夫）。第四紀到来的冰川在天山上曾下降到很低的高度——2,300 米，甚至更低。只有在此处以下的森林植物区系得以存留，許多喜暖的針、闊叶树都灭絕了或大大地縮減了，如雪岭云杉已被排挤到干旱的山間盆地（M. A. 格拉佐夫斯卡娅）。而在冰川作用期以后，随之到来的干热条件又使天山的森林植物区系受到严重的損害，只有在一定高度以上的植物区系及其羣落有可能保留至今。以后这殘存的混交森林羣系发生了分化，在其最低部分，由于大陆性气候之加强，針叶树种絕迹，而发生了闊叶林带。在东天山区，这种闊叶林羣系现在仅在伊犁地区留存、发育。在山地最上部，由于低温的作用，闊叶树种几乎完全消失，而林带上部全为云杉所占据，构成了針叶林带，它們并在冰川后退之后向上侵移到冰斗、冰川谷及冰川沉积物上。在云杉林内除雪岭云杉外，仅有极少的闊叶树：*Sorbus tianschanica*, *Ribes Meyeri*, *Atragone sibirica* 等。这样的低山闊叶林羣系与高山針叶林羣系的分化就是现代森林羣系垂直分布的基础，是现代天山山地缺乏該水平气候带的典型的寒温带針闊叶混交林的历史原因，也是现代天山森林植物区系貧乏与单纯的重要原因。至于东天山东端的西伯利亚落叶松的現今分布，显得如此之突兀，当然也有它独特的历史原因。

此外，山地因新构造运动的上升，使地区气候发生变化，这也影响到森林植被分布的变化。天山山地本身在地质构造方面来说是一个年青的地域，至今仍处于新构造运动的作用之中；它现代的森林植被的形成也是很年青的，这就是由于天山山地在地質史上的多变的影响。历史給天山森林植被烙上了深重的痕迹，从它的地理分布与区系组成的特点等方面，反映出在地質史上不久以前所发生的重大的变化——冰川及冰期后的干热期；透过这些，还隱約可以看出它們古老祖先的往昔面貌，这主要是通过一些古老的殘遺种或殘遺的植物羣系所表明的。总之，现代天山森林植被的分布及其本身特征，在頗大程度上是要从自然历史的观点来闡明的。

最后，过去的濫伐、火災等人为因素也对东天山森林的現有分布起着相当大的作用。

在交通便利,居民較多的地方,許多森林早被伐尽了,有些地方的森林向深山退却,甚至可达十几公里,森林帶的下限被迫上升達100—200米,常在森林帶以下很远的地方发现云杉林土壤的殘迹(烏魯木齐南山),可作为物証。这也許可以用“气候变干旱”而致林限上升的說法来解释,但是据一些老年居民的回忆——这是确凿的人証,証明过去是一片葱翠林木的地方,經過多次的砍伐或山火,如今只剩下一些畸形、零星树木的疏林(伊犁扎克斯台、凱特明山脉北坡),甚而完全成为草原。在这样短短几十年期間内,可以断言,大气候变化对森林的影响是不致如此显著的。巴尔庫-喀尔雷克山地的西伯利亚落叶松在林帶下部的減少,在相当程度上也是人类擇伐的后果。

只有在解放以后,人为地对森林进行撫育、更新与引种等合理經營工作,这是促进森林与树种更广泛地分布与改善的积极因素。

以下对四个森林地植物区分別进行簡略的叙述。

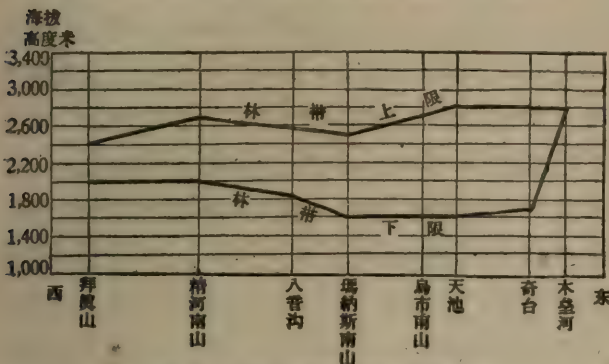
(一) 东天山北路雪岭云杉阴暗針叶林区

本区的范围包括东起博格多山(木垒河),西达博罗霍洛山(艾比湖地之五台)的东天山北路山脉。在其面临准噶尔平原的北坡,延綿着长达700公里的带状的雪岭云杉阴暗針叶林。

东天山的北路山脉是立足于荒漠之中而却頂戴着冰川的山地,因而在其下部受着強烈的荒漠气候影响,而漸向上則轉为寒冷、湿润的高山气候,从下至上随着高度——温度与湿度的变化,表現了如下的植被垂直带:山地草原、山地草甸草原、山地森林、亚高山草甸、高山草甸与高山石生植被;但随着立地条件的变化,植被带也发生分化。

在中山带,尤其是在低山,在(1100)1200—1700(1900)米范围内是以針茅(*Stipa capillata*)与狐茅(*Festuca sulcata*)为主的山地草原带,在阳坡它們可以上达2,500米,并混有 *Artemisia procera*, 形成山地草原。在草原植被的組成中,通常是在谷地的側坡上,常混杂有許多旱生灌木(*Spiraea hypericifolia*, *Rosa Begeriana*, *Caragana* sp.) 构成灌木草原地段,这在博格多山最为显著。向上接近林带或在林帶下部,通常为草甸草原,在山地草原的草本植物中混杂有愈来愈多的山地草甸植物种类,主要是 *Iris* sp., 在奇台南山的林帶下部还出現山地草甸,以 *Bromus inermis*, *Roegneria* sp., *Phleum phleoides* 等为主,但这种类型在其他大部分地区則未見。亚高山草甸在本区表現不显著,仅在林帶上部及林限以上(2,300—2,700米)有局部出現,主要是 *Phlomis oreophylla*, *Alchemilla vulgaris* 与 *Geranium* spp. 等为主;在阳坡常混有 *Juniperus pseudosabina* 的灌丛,这一类型在本区同样是不发达的。再向上(2,700—3,600米)則为高山冰雪旱生的蕪原草甸,以嵩草(*Cobresia*)和部分的苔草(*Carex*)为主,在較阴湿的坡地則有高山蓼(*Polygonum viviparum*)与 *Carex* sp. 为主的高山草甸,而絢丽的高山五花草甸只是在特別湿润的地段,如瑪納斯南山(大牛)才得見。在植被的上界,3,600米以上的石质坡上則出現 *Arenaria*, *Dryadenshe* 等帕米尔与昆侖山所特有的冰雪旱生石生垫状植物。

雪岭云杉的阴暗针叶林，在天山北路山脉北坡的垂直分布界限，一般是从 1,600—2,700 米，但从东到西有很大变化(見以下图表)。



(图中空白綫为未經調查的推測繪出)

东天山北路雪岭云杉针叶林带
垂直分布的变化

	林带界限 (米)	林带宽度 (米)
奇台牛截沟	1,700—2,800	1,100
博格多山天池	1,600—2,800	1,200
烏魯木齐南山小渠子	1,600—2,700	1,100
瑪納斯南山	1,600—2,500	900
八音沟	1,240——	——
精河南山	2,000—2,700	700
拜泉山	2,000—2,400	400

在交通方便之处，森林多被采伐，以致林带的下限大为提高。因此，上列数据不一定完全符合于原始林的自然分布状况，但仍可从中清晰地看出林带垂直分布的变化规律。

在奇台以东的木垒河—博格多山与巴尔庫山的交接处，是一段长达 150 公里的低矮的石质山地(甚至低至 2,000 米)，为极荒凉的石质荒漠或荒漠草原植被。云杉阴暗针叶林及其他中生的乔木林分至此皆中断、絕迹。直向东至巴尔庫山中段又复隆起，才重新出现森林带，但已属另一森林地植物区(以西伯利亚落叶松为主)。

木垒河以西，东天山北路的三层北坡绵延着云杉林带，其上、下林限与宽度随着所处地段的气候与地形的不同而发生显著的变化。如上表所示，从奇台向西，森林带的下限稍有降低，但从瑪納斯向西则又显著地逐渐上升。因为，奇台以东不仅山势骤低，且受其东的蒙古戈壁荒漠的干旱气候影响很显著，所以东部林限较高；但在东天山北路主峰的博格多山，不仅因雪峰挺拔，有丰潤的冰川雪水滋潤着山地与河川，且因山脉的走向至此有一曲折，截获了大量的西北气流，降水丰富，因而在这重迭的山岭坡地上形成了东天山北路最为寬闊的森林带，林带的垂直宽度达 1200 公尺，在林带下部的林分并稍有分化，出现了喜湿润生境的欧洲山楊(*Populus tremula*)的小林片。但其以南的山地，却由于它的阻挡，显得异常干燥，如达坂城一带的山地中，除了山河沟中的苦楊和胡楊林丛之外，已見不到针叶林。在烏魯木齐南山与瑪納斯南山(喀拉烏成山脉与伊連-哈貝尔甘山脉)一带，处于北路山脉的中部，仍可承受西北部湿润气流，况且这里有着纵深寬广的前山带，大为缓冲了准噶尔荒漠干旱气候对山地的影响，因而林綫在这一带下降到 1,600 米，甚至更低(从针叶林的遺迹看来，若非人为采伐的破坏，森林下限可低至 1,400 米左右)。在前山带的草原植被中，在局部阴坡常分布有小片的云杉林，构成山地森林草原景观。北路山脉至此形成山結(喀拉烏成山)，山岭重迭，主峰高达 5,000 米以上，故也形成了深厚的森林带。但从烏苏向西，则由于准噶尔西北界山的隆起，阻挡了北冰洋湿冷气流，而哈薩克温暖、干旱气流又从准噶尔阿拉套山与天山之間的山口流入，使西部地区的年降水量逐渐减少，更由于盆地地势在艾比湖地区降至最低(約 250 米)，遂构成了准噶尔平原南緣最为干旱的荒

漠,例如精河地区的年降水量比其以东地区减少了两倍以上。

东天山北路山前平原自东
至西年降水量的比較

	年降水量(毫米)
奇台	175.8
烏魯木齐	243.3
石河子	183.8
烏苏	177.6
精河	86.2

况且,这里的博格科奴山脉山势较低,山脊狭窄,其上古冰川不太发育,几乎没有现代的終年积雪,因而山地河流仅有短暫的径流。加以在这里完全没有象瑪納斯与烏魯木齐南山那样的褶皱前山带和纵向谷地的宽广山麓地带,而仅由古老岩石组成的山坡直接与宽广的洪积扇相啣接,就无从緩冲前述艾比湖荒漠干旱气候的直接侵袭,因而这里山地气候也十分干燥,植被

的干旱性很强,山地草原上升得很高(1,600—2,500米),并出现大量的旱生灌木草原羣丛。森林带也就相应地显著上升,下限为2,000米,垂直宽度也十分狭窄,仅約700米。

再向西去,是低矮的拜真山,气候更为干旱,林带宽度已縮窄为400米。

在北路山脉南坡的云杉阴暗針叶林已不成带状分布,而成片分布于局部的阴坡与河谷中。但在克什河谷以北的伊連-哈貝尔甘山脉的南坡,森林下限是1,700米(烏拉斯台),比其相应的北坡——精河南山的林带下限(2,000米)要低得多,这是因为北坡受到强烈的荒漠干旱气候的影响,而南坡却在克什河河谷的湿润气候的作用下而比較湿润一些,故其林线较低。該处,在林带以下所出现的大量森林草甸植被类型也証明了这一点。但在受到炎热、干旱的吐魯番盆地气候影响的博格多山南坡,就完全不同于这种情况,其上几乎没有針叶林。

东天山北路云杉阴暗針叶林带的建群种是雪岭云杉,林分郁闭度一般在0.4—0.5—0.6,常具有公园林的性质,但在立地条件良好,未遭破坏之处,也可以见到郁密的林分,郁闭度可达0.7—0.8以上。云杉林的地位級变异范围很大,由地位級Ⅱ—Ⅴ,平均地位級为Ⅲ。林龄大多皆达成熟龄(120—140年),青、幼林很少。林分每公顷平均蓄积量可达260立方米。根据林业部航空視查的資料,本区現有林地面积为278,150公顷,占全区总面积之53.6%(?)。

在本区内,云杉針叶林的类型相当单纯。草类云杉林型(羣丛綱)是分布得最为广泛的类型,在森林带中部与上部的阴坡与半阴坡皆有分布。在不同的羣丛中,草本的种类相当复杂。在林带上部,森林与亚高山草甸或高山草甸相接处,下木与草被层中有許多亚高山草甸或高山草甸之区系成分加入,例如,在大牛(瑪納斯南山)和烏魯木齐南山小渠子的森林带上部,2,400—2,700米处,在岩屑堆的坡积土层上,有着良好的水分湿润条件,这里发育着高山草类的云杉林类型,林冠郁闭度0.3—0.5,除在林缘成林中隙地有許少量的 *Sorbus tianschanica* 与 *Juniperus pseudosabina* 之外,少有其他下木。草本层中主要为高山杂类草甸的草本分子,以 *Polygonum viviparum*, *Valeriana* sp., *Thalictrum alpinum*, *Doronicum altaicum*, *Mulgedium azureum*, *Aegopodium alpestre* 等为主。林下土壤为淋溶山地褐色森林土。在干旱的精河南山的森林带上部2,500—2,700米处,发育着高山蒿草云杉林类型,林相較稀疏,在上限常成疏林乃至散生状态而消失于高山草甸中,林下草本以

高山蕪原的 *Cobresia* sp. 为主,尚有 *Polygonum viviparum*, *Equisetum*, *Alchemilla* 及苔蘚等。林下土壤已轉为草甸森林土。这些高山带的草类云杉林常与高山草甸,亚高山草甸或在干旱、石质坡地上的高山灌木(*Juniperus pseudosabina*, *Caragana jubata*, *Lonicera* sp.) 等羣丛相交錯。

在林带中部(2,000—2,400 米)的草类云杉林,处在对于云杉最适宜的立地条件下,林木生长良好。郁閉度 0.5—0.6。林下草本以各种杂类草为主: *Aegopodium alpestre*, *Mulgedium azureum*, *Geranium rectum*, *Ramischia secunda*, *Monenses uniflora*, *Polemonium coeruleum*, *Codonopsis clematidea*, *Solidago virga-aurea*, *Stellaria songarica* 及 *Poa nemoralis* 与 *Carex* sp. 等細叶草类。下木除 *Sorbus tianschanica* 外,常有 *Lonicera hispida*, *L. Altmanii*, *L. microphylla*, *Rosa Alberti*, *R. Ereae*, *Cotoneaster Melanocarpa*, *Salix* sp. 及藤本的 *Atragene sibirica* 等。在这一羣丛組内苔蘚层不太发育。林下土壤为典型的普通山地褐色森林土,或碳酸盐被淋溶。在林带中下部(1,800—2,200 米)之草类云杉林的草本层中有草甸草原的分子加入,如 *Iris* sp., *Carex* sp., *Achillea* sp., *Fragaria vesca*, *Rubus saxatilis*, *Galium boreale* 等。林冠之第二层有时有个别的樺木(*Betula prunifolia*),下木也很丰富。这种类型多发育在南坡中的局部阴坡上,常成小块状分布。

蘚类云杉林类型也很广泛,一般分布在林带中部(2,000—2,600 米)的北向坡地,林冠郁閉度較大: 0.5—0.6—0.7。林分地位級为Ⅲ—Ⅳ。林下通常无灌木;草本分布不均匀,呈斑状,多在林冠隙間生长,有 *Atragene sibirica*, *Aegopodium alpestre*, *Mulgedium azureum*, *Saxifraga sibirica*, *Goodyera repens*, *Ramischia secunda*, *Cryptogramma Stelleri*, *Lepisorus clathratus* 等,后五种是蘚类云杉林的典型植物。蘚类或綠苔地被物常成垫状或块状,盖度在 80—95% 以上,以 *Thuidium abietinum*, *Aulacomnium* sp. 与 *Rhitiadiadelphus triquetrus* 等为主。林内更新状况不良,由于苔蘚层妨碍幼苗成活,林内几无云杉幼树。林下土壤通常为淋溶的山地褐色森林土。在林带下部的北坡也出現灌木层的蘚类云杉林,林下土壤为普通的山地褐色森林土或有明显的碳酸盐积聚。

在林带中部时常見有草类—蘚类云杉林羣丛,这显然是蘚类云杉林向草类云杉林过渡的类型。在峡谷中,通常蘚类云杉林占据着阴坡,在坡脚或谷底則为草类云杉林,或为草甸。

在林带下部,1,600—2,200 米处,与山地草原或灌木草原相邻接处的阴坡或半阴坡,发育着灌木云杉林类型。它往往与山地草原构成复合的森林草原景观。在林冠的第二层通常有稀疏的樺木(*Betula prunifolia*, *B. iliensis*),下木层很丰富,有 *Cotoneaster melanocarpa*, *Lonicera microphylla*, *L. hispida*, *L. coerulea*, *Rosa Alberti*, *R. Ereae*, 等,并有多种草甸或草原草本分子及厚密的苔蘚层。这种云杉林类型的生产力也很高,地位級为Ⅱ—Ⅲ級,林下土壤具有明显的碳酸盐聚积层的性质。

当云杉林被砍伐或火烧后,在迹地上往往形成草甸,在林带下部則常为草甸草原或灌木草原的羣丛所代替,新的云杉林在裸地上不易更新起来。在林带中上部的阴湿北坡,迹

地上往往首先出現暫時的柳樹林叢，為派生的類型，以 *Salix* sp. 為主，與 *Sorbus tianschanica* 構成一層郁密的林冠，其中偶有個別殘存的雪嶺雲杉兀立其上。林下灌木與草本很豐富，有多種 *Lonicera*, *Rosa* 與 *Dasiphora fruticosa*; 草本有 *Aegopodium alpestre*, *Hieracium umbellatum*, *Mulgedium azureum*, *Astragalus* sp., *Solidago Virga-aurea*, *Geranium* sp., *Codonopsis clematidea*, *Rubus saxatilis*, *Carex*, *Poa* 等等。在柳樹林冠適宜的底蔭下，及因闊葉樹凋落物改善了土壤，就構成了雲杉幼苗和幼樹優良的生長發育條件，故林內雲杉幼樹叢生，每公頃常成千上萬，其中個別幼樹已插身上層柳樹林冠之中，不久之後定能超過，而構成新的雲杉陰暗針葉林的羣叢。

在精河南山與烏魯木齊頭屯河樺木溝等處，在雲杉林帶內也有個別的次生樺木 (*B. prunifolia*) 林分，或混生于雲杉林內。僅在氣候濕潤的博格多山天池的雲杉林帶下部，有局部的歐洲山楊 (*Populus tremula*) 林出現 (1,650 米處)，面積不大，也是次生的。由山楊構成林冠，叢有少量的雪嶺杉，下木中有不多的 *Salix* sp., *Lonicera* 與 *Rosa* 等，草本也很稀疏，有 *Poa nemoralis*, *Milium effusum*, *Aegopodium alpestre*, *Galium boreale* 等，還有一些苔蘚。林內雪嶺杉幼樹很多，更新良好，以後可能會演替為雲杉林。

一般在雲杉林帶中下部與林帶以下的草原帶中，在 1,200—2,200 米之山地河流沿岸分布着帶狀的苦楊林 (*Populus laurifolia*, *P. Purdomii*)，其中常混有 *Salix* spp. 與 *Sorbus tianschanica*。但在前山帶的山間縱向谷地與寬闊的河流氾濫地上，常分布着成片的帶狀楊—柳氾濫地林的羣系，如在瑪納斯紅山咀所見，在這裡由於河道經常的遷移，形成了寬廣的河漫灘，林木即依附著河流供給的豐足水分，在干旱的前山帶形成了中生的喬木林分。在其組成中除苦楊、柳之外，尚有 *Hippophae rhamnoides*, *Elaeagnus angustifolia* 與大量的雜草。

此外，在博格多山(天池)北坡前山的寬廣河谷中，從 1,000—1,400 米，即在河谷的苦楊林以下，並與它緊相毗連，出現了天然的榆樹疏林帶 (*Ulmus pumila*)，這種類型在准噶爾平原上一般是分布在有地下水供應的山前近代洪積扇邊緣的。在榆樹疏林的林冠下通常有 *Rosa*, *Berberis* 等灌木與多種草甸草類(如 *Aneurolepidium*, *Trifolium*, *Galium* 等)。

在博格多山西部的山地雲杉林中，尚有極少量的西伯利亞落葉松，或自成小片純林。這可能是殘遺的羣系，或可說明過去巴爾庫山的落葉松林向西延伸的範圍。

由於北路山脈北坡的第四紀古冰川曾下降的很低，當時處在山坡上的針闊葉混交林所受到的破壞程度也較重，復因現代氣候比較寒冷，因而在本區已不能見到殘遺的闊葉林羣系。在雲杉林帶的下部沒有象伊犁山地森林帶那样的分化現象，森林羣系與植物區系都比較單純。

(二) 伊犁山地雪嶺雲杉陰暗針葉林—闊葉果樹林区

本區包括賽里木湖以南的天山北路山脈一部分、天山內部山脈的凱特明山脈，阿夫拉爾山脈與納拉特山脈。中間夾有向哈薩克斯坦平原敞開的伊犁河谷，巩吉斯河谷，東北部

以克什河谷以与北路山脉分界,西南路以特克斯河谷与南路山脉为界。 山的高度一般皆比北路及南路山脉要低矮些。 开敞的伊犁河谷引接了哈萨克斯坦的温暖气流,使得本区西部比较温暖、干旱,但由于几条常流大河对谷地气候的调节,谷地及其山麓地带的荒漠化程度并不比北路严重。尤其向东去,河谷变窄,地势高起,更为湿润;因此在本区有着相当优良的森林植物生长条件。

山地植被也呈现与上述北路山段基本上相同的垂直带分布。
但从本区的植被特征来看,显然与中亚细亚的天山植物区系成分更为接近,而具有不同于东天山的其他地区植被的一些特点。这不仅表现在这里的荒漠植被是典型的中亚类型的短命植物——蒿属荒漠,而且也表现在低山及山麓的草原植被有 *Stipa Kirghisorni* 与 *Helictotrichon* 的羣系(特克斯河谷)与古亚热带草原的 *Andropogon ischaemum* 等,也都很接近于中亚的成分。在森林带下部,与森林和山地草原地段相接合的杂类草的与禾本科一杂类草山地草甸 (*Brachypodium pinnatum*, *Dactylis glomerata*, *Phlomis oreophylla*, *Geranium* sp. 等),也是本区所特有的。此外,山地灌木丛林与亚高山草甸带在本区都比较发达。

植被的中亚细亚性质表现在森林植物羣落方面,主要是森林带的分化:上部为云杉林,而下部为云杉-山杨混交林和阔叶果树林所代替。此外,在林带上部的檜柏的作用也比较显著。在森林植物区系成分方面,当然也表现了这种性质。在木本方面,如 *Malus sieversii*, 下木中的 *Acer Semenovii*, *Evonymus Semenovii* 等等皆是。

在本区的森林带中,不同的森林羣系也呈垂直分布。例如,在果子沟由上到下出现了以下的分布图式:在 1,500 米以上为云杉林带,向下则为云杉与山杨的混交林,或为小片山杨林,其内有少许樺木(*Betula iliensis*), 1,400—1,150 米则为塞氏苹果与山杏组成的阔叶果树林带。这个森林垂直带分布的体系,随着地理因素的变化而遭到很大程度的破坏,在有些地区就完全缺乏下部的山杨林与阔叶果树林带。(图 1)

雪岭云杉阴暗针叶林带的垂直分布也有变化,林带的下限一般是由东向西逐渐上升,宽度也相应变窄。这就是东西部气候条件变化的反映。

在受到伊犁河谷干热气候影响的西部的凯特明山脉(扎克斯台南山与相应的昭苏北山),云杉林带界限为 2,000 (北坡 1,900)—2,700 米,在这里云杉林在下部与草甸草原相接合。向东延伸的伊什基林山脉

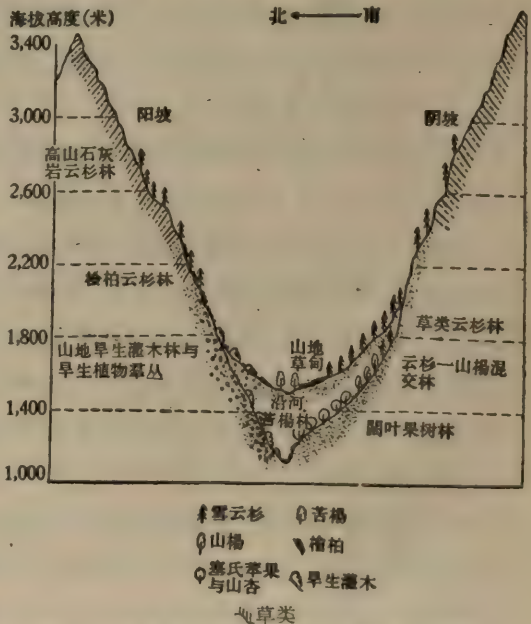


图 1 伊犁云杉阴暗针叶林—阔叶果树林区 (果子沟)森林带垂直分布示意图

(沙布尔新山口)山势降低,高度已小于2,500米,因而这里已见不到云杉林带,仅在个别的阴坡上部有极稀疏的小片云杉树丛。山地已强烈草原化了。

凯特明山脉曾受到古代冰川的强烈作用,其活动痕迹在北坡下达1,900米(东部为1,700米),在南坡达2,100米。古代的混交林可能受到较严重的破坏,以致现在仅在山地上部有云杉林存在,而下部的阔叶林羣系却消失了,仅在北坡(扎克斯台)林带下部发现极为个别的山杨与塞氏苹果,它们的存在可以认为是往昔有过这种羣系,但以后遭到破坏(包括自然与人为的)的标志。

伊什基林山以东为阿富拉尔山脉,与前者相反,这是西部低(2,800米)而东部高(达3,293米)的山脉,且东部气候更加湿润,故西部无林,仅在东部北坡上有云杉林。古冰川的活动痕迹在这里不太明显,在巩留北山(昂布江布山)的大片阔叶果树灌木林带的存在也证明了这一点。

巩吉斯河以南的纳拉特山脉有最优美的山地森林带,新源南山云杉林的下限从1,600米开始,在山地河谷中从1,500米起就有云杉林出现,它顺着河谷呈舌状下延。在林带下部1,100—1,500米之山地河流两岸,生长着大量的阔叶树种,如 *Populus laurifolia*, *Betula iliensis* 与各种灌木。在云杉林带以下的北坡,则有着塞氏苹果 (*Malus Sieversii*) 为主的阔叶果树林带。

雪岭云杉阴暗针叶林在本区仍为最主要的、占优势的森林羣系,在谷底溪旁良好的立地条件下,林相完整,生长最佳,树高可达35米以上。为东天山区雪岭云杉林之精华所在,在适宜的地形条件下,它们常形成蓊郁的大林块,复盖着整片山坡。林分郁闭度在0.5—0.6以上;平均地位级为Ⅲ级。本区的有林地面积为334,110公顷,约占全区总面积之57.1%,其中云杉林面积为327,310公顷。其余6,800公顷为次生的桦、杨阔叶林等。绝大部分是成熟林与过熟林。

雪岭杉林的类型仍以草类云杉林与藓类云杉林的羣丛占优势。与北路山脉的森林组成基本上相同,不过下木与草类更为丰富些。

应当指出本区特有的鳞毛蕨—草本云杉林类型。在林带中部湿润的阴向缓斜坡地上有这种类型,林冠郁闭度在0.5以上,云杉生长很高大,常达30米以上。下木有 *Sorbus tianschanica*, *Ribes Meyeri*, *Lonicera* 与 *Rosa* 等,草本层盖度很大,在90%以上,有鳞毛蕨属欧洲鳞毛蕨 *Dryopteris filix-mas*, *Aegopodium alpestre*, *Mulgedium azureum*, *Aconitum*, *Doronicum altaicum*, *Milium effusum*, *Impatiens parviflora* 等。林下土壤为淋溶性很强的山地褐色森林土。

在云杉林带的上限,通常是在山岭上部的石灰岩质裸岩上,有着极为稀疏的、公园林性质的高山石灰岩云杉林类型。树林生长在石隙间或有土壤积聚的低洼处,林木生产力很低,在其上部甚至出现匍匐型的树木,林木盖度小到10%以下。在林带的中部或上部还有另一种独特的云杉疏林—檜柏云杉林,主要分布在多岩石露头的半阴坡,在公园林似的云杉空隙之间成片地生长着垫伏的 *Juniperus turkestanica*(林带上部)或 *Juniperus sibirica*

(林带中部)。下木中尚有 *Rosa*, *Lonicera* 与 *Sorbus tianschanica* 等。林下草类为一般草类云杉林下的种或草甸草类。在林带中部的檜柏云杉林常具有次生的性质,即其中之 *Juniperus sibirica* 常是在主林木因某种原因稀疏后才侵入的。

如前所述,伊犁区的闊叶果树林,分布在云杉林带以下的气候温暖、土层深厚的峡谷或前山的北坡,分布界限一般在 1,200—1,400 米之間,主要是在未曾受到第四紀古冰川影响的地段上保留下来的。因而这一羣系的殘遺性质很显著,它的森林植物区系的主要部分是第三紀后期植被的殘遺种,其中集中了大部分的北方成分的植物种 (Б. А. 貝柯夫, 1956),因此植物区系的組成种类最为丰富。乔木层相当稀疏,郁閉度約 0.2—0.3, 主要是由野生塞氏苹果树 (*Malus sieversii*) 构成的,并混有相当数量的 *Armeniaca vulgaris*, 在上部常有少量的 *Populus tremula*。灌木层种类最为多样,繁茂成层,其中有 *Crataegus altaica*, *C. Songorica*, *Lonicera microphylla*, *L. hispida*, *Berberis heteropoda*, *Cotoneaster multiflora*, *C. melanocarpa*, *Rhamnus cathartica*, *Rosa Beggerina*, *R. platyacantha*, *Euonymus Semenovii*, *Spiraea hypericifolia* 等。草本层也极丰富,有多样的草甸或草甸草原的种类成分,如: *Phlomis oreophylla*, *Geranium*, *Achillea millifolia*, *Thalictrum minus*, *Galium boreale*, *Origanum vulgare* 及 *Dactylis glomerata* 等多种禾本科一杂类草。

闊叶果树林往往与灌木丛林相結合,这些灌木林丛已經不是灌木草原中的那种稀疏的小片的灌丛了,而多少形成独立的羣系,在北坡以各种 *Rosa*, *Cotoneaster* 为主,在南坡以 *Caragana turkestanica* 为主。在新源县南山 1,300 米以上的南坡見到某种 *Caragana* 的大片灌丛。它們通常在林带下部,与草甸草原或草原相結合。

除了在云杉林带中及其以下的山地河流两岸生长着苦楊、樺木及各种灌木以外,在几条大河的河漫滩上,也有大面积的氾濫地楊柳丛林,在海拔較高处,其中有樺木与沙棘渗入,代替了柳树。在西部的河岸旁尚生有小叶白蜡 (*Fraxinus potamophila*)。

在伊犁区沒有見到天然榆树疏林带的分布,这也可以說明它与亚洲中部典型的准噶尔植被已有显著差异。

(三) 巴尔庫-喀尔雷克山地西伯利亚落叶松—雪岭云杉針叶林区

本区位于东天山的东端,即七角井以东的巴尔庫山与喀尔雷克山;在北面隔着一道低凹的戈壁荒漠与蒙古阿尔泰山遙遙相对,南面則面向着哈密盆地及喀順戈壁。它們在山脉体系上虽然直属于东天山山系,但就其整个自然地理景观看来,却是更近于蒙古阿尔泰山系。其北坡面临的戈壁荒漠实为蒙古外阿尔泰戈壁之向南延伸。巴尔庫-喀尔雷克山与蒙古的戈壁阿尔泰山的緯度是相同的,其东部末端同样也消失在戈壁荒漠之中。蒙古戈壁的气候对它有着直接的影响,使之有别于准噶尔平原之南的东天山北路山脉。博格多山脉东部的低山石质荒漠正可作为两个地区的天然界标。因而本区成为东天山区中一个明显的分区。

关于巴尔庫-喀尔雷克山区植被的研究,以前几乎从未进行过。这次我們所进行的簡

略的路線考查,仍能得出这一地区植被的特点、主要类型及其分布規律的概念。

A. A. 尤納托夫对蒙古植被的詳尽研究(蒙古人民共和国植被的基本特点)給我們提供了明确的比較标准,从而有可能将本区植被与之对比,并引出初步的論断,这就是:本区植被的特性表现出深刻的蒙古植被的特点。这个現象的客观原因当然就是前述地理条件的作用,但也有其具体的历史发展过程。

正因为过去对本区植被記載很少,所以在叙述森林分布及其特征的同时,有必要簡略地描述整个植被的特点及其垂直分布,这对說明森林植物羣落本身的特点及其生境是有幫助的。

巴尔庫-喀尔雷克山的植被垂直带如下:

1. 高山草甸带。
2. 山地森林(草原)带:包括針叶林及与之交替分布的山地草原。
3. 干草原带。
4. 荒漠草原带。
5. 荒漠带。

由此分布图式来看,它和蒙古阿尔泰山系,尤其是戈壁阿尔泰山的植被垂直带是一致的——都是蒙古亚洲中部荒漠带中的山地变型。而与东天山北路山地区則有显著的差別,即在于亚高山草甸带或山地草甸带之全然消失,亚高山带之強度草原化与荒漠草原带的比重加大。

由于气候的干旱性加强,荒漠带在本区上升到1,800米高处,从凹地一直到山麓(本区沒有寬广的前山带),荒漠植物是属于蒙古戈壁荒漠成分的;在山麓砾石—細土洪积扇上,主要是 *Anabasis brevifolia* 荒漠,已很少見到在西部有代表性的 *Artemisia* 种属了。在盐化土上見有 *Reaumuria songorica* 荒漠及 *Suaeda microphylla* 荒漠,其組成中已有大量蒙古成分的 *Allium* 及 *Stipa*;再下到巴里坤湖的周围,則为盐土荒漠(*Salicornia herbacea*, *Suaeda* sp.)及盐生草甸(*Aneurolepidium*)。在伊吾一带,我們見到了石質荒漠的砾石表面上发着暗褐色光泽的荒漠漆皮,渲染着蒙古戈壁荒漠的单調色彩。在石質荒漠上植物絕稀,仅在径流沟中或斜坡上分布着一些荒漠灌木或半灌木,如 *Sympegma Regelii*, *Anabasis*, *Ephedra Przewalskii*, *Zygophyllum xanthoxylon*, *Caragana microphylla*, *Hedysarum scoparium* 等。在荒漠植物成分中沒有見到短命植物。

从山麓上部开始,几乎到中山带,在1,800—2,100米之間,是荒漠草原带,以小羽状的 *Stipa* 为主,其中有一些荒漠半灌木: *Anabasis brevifolia*, *Artemisia frigida*, *Eurotia ceratoides*, 有时有 *Caragana* 与 *Ephedra*。草本尚有 *Festuca*, *Allium* 等。草层稀疏而矮小。在2,100—2,200米处,是一条狭窄的,以 *Stipa capillata* 与 *Festuca* 为主的干草原,在阳坡为 *Caragana microphylla* 灌丛。

在2,200米以上即为針叶林与山地草原相結合所构成的山地森林草原带。这是亚高山区強烈草原化的表现。落叶松与云杉所构成的針叶林分布于北坡,成带状或分散成小

块状。A. A. 尤納托夫在談到蒙古阿尔泰的这一类型时,指出它們“是森林垂直帶強度縮減了的类型”。除了在較良好的气候和地形条件下,它們已不成为完整的垂直帶。森林的上限在巴里坤为 2,850 米。山地草原則占据了阳坡,有 *Agropyron*, *Stipa*, *Festuca*, *Helictotrichon*, *Poa*, *Carex*, 并杂有許多杂类草成分,如 *Aster*, *Oxytropis*, *Artemisia*, *Galium boreale* 等,在下部之沟谷中常有 *Rosa* 灌丛,在砾石坡上則有 *Lonicera microphylla* 与 *Spiraea* 之灌丛。在阳坡上常有 *Juniperus sabina*。在山地森林草原帶的上限(2,800—2,900 米),山地草原直接与高山草甸相接触。以上就是以 *Corbresia* 为主的蕪原—高山草甸帶。

从針叶林的主要建群种——西伯利亚落叶松的地理分布来說,巴尔庫-喀尔雷克山是一个独特的分布区。就新疆及其东北部的蒙古阿尔泰山来看,西伯利亚落叶松的分布大体上呈一个不閉合的三角形,主要的一边分布在阿尔泰山系,在西北边的沙烏尔山脉也有分布,另一边就是向南經巴尔庫-喀尔雷克山到达博格达山南面的克朗沟(即吐鲁番后山)。可以确定,这里就是西伯利亚落叶松自然分布区的南界,但有趣的却在于这一分布区現在是处于孤立的星散分布的状况,它与距离最近的蒙古阿尔泰山的分布区之間还横隔着一道現代它无法逾越的戈壁荒漠;而在西面与之相連貫的天山山脉却是雪岭云杉的主要分布区,可以确定这里并不是西伯利亚落叶松的起源地或向东迁移的通路。那么,巴尔庫-喀尔雷克山上現今孤立的落叶松林是由何而来的,是如何形成与定居的?为什么仅仅局限于东天山山系的东端?追溯并闡明这些問題的自然与历史的原因不仅是科学研究的富有兴趣的問題,而且对扩大落叶松的人工分布区也是有意义的。但由于我們完全沒有关于这一地区古植物学方面的資料,因而只能根据蒙古植被形成的历史与之作一些对比和推断(图 2)。

和蒙古戈壁阿尔泰的落叶松林一样,本区的落叶松林是属于北方泰加林帶在南方极端簡化了的类型。它的发生与形成可能是在第四紀冰川时期及冰后期,与

蒙古阿尔泰山垂直植被帶之形成是属于同一作用的。这一作用正如 A. A. 尤納托夫写道:“洪积紀的植物区系复合体的向西方迁徙乃是在第四紀欧亚植被的历史上最有意义的一頁(И. М. Крашенинников, 1937)。这个复合体有着自己发育的古老土著中心,即在南部西伯利亚及蒙古北部山区的高地。……这个复合体完全是森林的、山地草甸的、山地沼澤的、高山及山地草原的成分。这些成分在洪积紀大冰川时期在广闊的地帶上向前推进,越过西部西伯利亚达烏拉尔并进入欧洲。而一部分較弱度地向西南方进行迁徙,穿过准噶尔阿拉套直达中亚山系。”其中对于我們这一地区有意义的却正是这后一部分的、作用微



图 2 新疆的西伯利亚落叶松林分布示意图

弱的迁徙。可以认为本区的山地植被在很大程度上乃是这一作用的衍生物。它们在植物区系成分之间的某些相同性可作为证明。把这一作用过程具体到森林羣系的形成上来说,就是由于冰川时期气候变冷,北方泰加林的成分(包括 *Pinus sibirica*, *Picea*, *Abies*, *Larix sibirica* 等)通过蒙古北部山地向南方侵移,其中有些种已到达了外阿尔泰戈壁一带(如蒙古戈壁阿尔泰山上落叶松林的分布说明了这一点);由此可以推断,它们也到达了巴尔庫-喀尔雷克山北面的低地。但在冰后期的干热时期里,这些北方种又向北方迁移,只是在气候条件特别适宜的山坡及谷地上有所残遗,低地则完全荒漠化。在这些种中,特别耐旱的西伯利亚落叶松就在蒙古戈壁阿尔泰山区保留了下来,同样也可能保留在巴尔庫-喀尔雷克山上,并随山地冰川的向上退却而侵移到亚高山部分的冰斗及冰碛物上;因而在阴湿的北坡形成了特殊的针叶林羣系,并与上侵到阳坡的山地草原相结合,构成了山地植被垂直带中的一带——山地森林草原带。

当冰川期时,在洪积纪植物区系复合体“西迁”过程中,西伯利亚落叶松可能已越过了巴尔庫山西部的低山地带,到达了博格多山;现在在奇台与阜康山地的云杉林中有稀少的西伯利亚落叶松个体与小片林的存在,可能是这次古老“远征”的自然纪念碑。至于在博格多山以西,还没有发现过落叶松的自然分布的主要原因,可能是受着雪岭云杉阴暗针叶林的阻挡所致。

本区的森林植被,尤其是在巴尔庫山,也有着—个显著不同于蒙古戈壁阿尔泰山山地森林的特点,就是有着雪岭云杉的自然分布;巴尔庫-喀尔雷克山是东天山山系的“直系”,其上有着雪岭云杉的分布自然不足为怪,它们可能也是在冰川作用时期东迁而来的。应当指出,本区也是雪岭云杉自然分布的东界。

因此,可以认为巴尔庫-喀尔雷克山的森林植被乃是蒙古北方泰加林与天山本部雪岭云杉阴暗针叶林的融合衍生物。当然,前者所占的比重大些,这是和受到荒漠干旱气候影响的加强分不开的。

由于本区山脉的东西走向,构成了连绵的北坡,因而在西部的巴尔庫山北坡上仍然见到了基本上成带状分布的针叶林带。本区有林地面积约为 73,400 公顷,占总面积之 50%,其中 66,080 公顷为落叶松林, 7,320 公顷为云杉林。巴里坤南山的森林下限是在 2,150 米,在这一部分森林带中雪岭云杉所占成分很大,它们主要分布在林带的下部,常成纯林,向上则与西伯利亚落叶松成不同比例的混交。林带上部则为落叶松的明亮针叶林。自下而上的大致界限如下:

云杉林带	2,150—2,550 米
落叶松—云杉混交林带	2,550—2,700 米
落叶松林带	2,700—2,850 米

发生这种分化的原因主要取决于树种的生物学特性;西伯利亚落叶松具有高度的抗寒和抗旱性,并且比较喜光,因而在寒冷、干旱(高山带之蒸发力强)而且射光强的高山地带构成了纯林,在中山地带有着最适于森林的生境,在落叶松林中开始出现雪岭云杉,然

而由于落叶松的林冠下更新能力及生长力不及雪岭云杉,在林冠下落叶松幼树很少,第二层林及幼树多为雪岭云杉,在林带下部则全为雪岭云杉所代替。在这里人为的采伐也对森林树种的演替起了一定的作用。由于落叶松材质优良,树干高大,是择伐的对象,所以在林带中下部的林分中常可见到许多残遗的落叶松伐根,它们被伐后就往往被第二层的云杉及其幼树所替代。只是在火烧迹地上见到了郁密的落叶松幼林。此外,在巨石坡积物组成的干旱山坡上,即使在林带下部,也生长着落叶松纯林。

巴里坤盆地北面有一列的低矮山地,处在荒漠的环绕之中,山高不达恒雪线,在阴坡也有小片落叶松—云杉林的分布,由于气候更加干旱,森林下限已上达2,300米处。

巴尔库山的东部,云杉的比重就逐渐减少,这是与气候干旱性的加强相联系的。在东端的喀尔雷克山北坡则已经见不到云杉,全系落叶松构成的纯林,这里的森林已不能连成一带,而与山地草原相交替,构成典型的山地森林草原景观,更为近于蒙古山地的植被类型。在山地南坡的局部阴坡上,由于受到高山冰川、积雪融水的滋润,出现了小片的落叶松—云杉林。

由西伯利亚落叶松构成的明亮针叶林(或多少混有一些雪岭云杉)十分稀疏、透光,郁闭度常在0.4以下,成为公园林性质的疏林,林下草被发育良好。落叶松高度通常在20米以下。雪岭云杉在本区生长亦并不良好,在林带下部之树木多低矮而干形弯扭。只有在巴尔库山林带中上部的落叶松,云杉混交林的林相较为完整,林分生产力较高,由落叶松与个别云杉的成熟林木构成稀疏的第一层林冠,高可20米,在第二层通常有较多的云杉中龄林木,高约8—12米,林下的幼树几乎全为雪岭云杉,仅在透光的林间隙地见到少数落叶松的幼树。随着海拔高度的增加,云杉逐渐减少,在林带上部终于构成了更为稀疏的纯落叶松明亮针叶林。

森林植物群落类型也十分单纯,主要可根据主林木——落叶松与云杉的混交程度来划分,其垂直分布系列已如前述。由于林冠稀疏,透光良好,这些森林植物群落的共建者主要为各种草类,往往有繁多的下木,甚至构成灌木草类的森林群丛。下木中有:*Rosa*, *Cotoneaster*, *Lonicera hispida*, *L. coerulea*, *Sorbus tianschanica* 与 *Salix* sp. 等。在林带下部,草原化较强,常有 *Juniperus sabina* 分布在林间隙地上。草本层中常有許多山地草原的种类渗入,如 *Festuca*。林带中部则渐出现耐阴的林下草本,如: *Thalictrum minus*, *Trollius asiaticus*, *Aconitum*, *Mulgedium*, *azureum*, *Aegopodium alpestre*, *Astragalus*, *Galium boreale*, *Atragene sibirica*, *polemonium coeruleum*, *pedicularis*, *Geranium* 等。尚有细叶草类,如: *Poa*, *carex* 等。向上则 *Calamagrostis*, *Pyrola incarnata*, *Rainischia Secunda*, *Aquilegia sibirica*, *Polygonum viviparum* 等高山草甸草原的种类渐多,并出现常绿小灌木 *Arctous erythrocarpa*。林间隙地有 *Juniperus pseudosabina*。藓类地被物在各类群丛中都很稀少,这也说明林分的稀疏透光和地区的干旱性。

对落叶松林下的土壤研究得还不够;它与雪岭云杉林下的土壤很相近,亦即山地褐色森林土,但淋溶强度却较低。

在針叶林帶下部的山谷與山河溝中常有一些楊樹與樺木出現。

(四) 東天山南路山地草原—雪嶺雲杉森林區¹⁾

本區範圍處於天山由西至東之南路山脈，包括柯克沙爾山、哈雷克套山、薩阿爾明山、布古爾山而至向東的庫魯克山脈就消失在東部的喀順戈壁中。全區氣候十分乾燥，但西部比東部較為濕潤些，地勢亦遠比東部為高。

本區的植被也顯著地反映了乾燥氣候的特點。荒漠向山地侵入很深，植被蓋度稀疏，區系種類貧乏，在山地植被垂直帶體系中，一般缺乏亞高山草甸帶與森林帶，而由山地草原帶直接向蕪原類型的高山草甸帶過渡。僅在亞高山帶與高山帶之局部陰坡出現了小片的雪嶺雲杉林分，但它們通常不能構成一帶，且往往被山地灌木叢林 (*Caragana*, *Rosa*, *Salix* 等) 所代替。在北坡的小片雲杉林與顯域類型的山地草原相結合，構成山地森林草原，但在高山地帶則常分布在高山蕪原帶內，構成特殊的地段，或可稱為“高山森林蕪原”。

據說雪嶺雲杉林分在本區的面積約為 58,260 (?) 公頃，佔總面積的 38.1% (?)，此外尚有不少的疏林地。由東到西，森林的分布狀況也有很大變化。在東部的焉耆北山一帶，山地植被之旱生性很強烈，森林很少，僅在陡峻、濕潤的陰坡有時出現；但一般皆為灌木叢林與高山蕪原或山地草原相結合，而缺乏針葉林。森林分布的下限在 2,200 米，上限常在 3,000—3,500 米以上。從庫東北山以西，森林分布較多；在西部騰格里山脈之北坡，位於伊犁區之特克斯河以南，山地高峻，現代冰川發達，氣候十分濕潤，這裡的植被則近似於伊犁區。亞高山草甸、山地草甸與森林帶在植被垂直帶中皆有分布，森林帶的界限為 2,000—2,800 米。

在山地下部亦見有楊 (*Populus laurifolia*)、柳叢林或樺木等沿山河溝分布。

在阿合奇以西則天山山系與東帕米爾之阿賴山脈相連接，從此則應屬於另一地植物區——東帕米爾區。

四、東天山森林植被之經營

新疆維吾爾自治區的森林資源是貧乏的，因而東天山區的山地森林就具有格外巨大的經濟意義。它不但起着水源涵養與水土保持的作用，也是新疆的一個主要的木材供應基地。然而由於森林在山地所佔面積甚少，它並沒有能達到所要求的調節水分的功能。據地貌組考查，在一些森林被破壞了的谷地里，其谷口常迅速發展厚層的沖積錐，說明毀滅了森林就可能導致發生破壞極大的石洪。1957 年我們在伊犁區凱特明山北坡的扎克斯台進行考查，該處山地森林破壞甚烈，山地流出的小河不過是涓涓細流，水量不豐，但據當地老者談，二十年前山上森林郁密，甚至“無斧開路，人不能進”，而其時之河則為滔滔巨流，不能涉渡。這種變化也可能與大氣候之變遷有關，但主要應屬森林遭到濫伐所致。因

1) 由於筆者未在此區進行考查，故僅根據資料簡述之。

而本区森林經營利用的任务即在于促进林地上森林的更新,并在不影响森林水土保持作用的前提下,合理地組織森林的采伐利用。即根据山地森林之特点进行营林工作。

由于本区的森林稀疏与气候干旱,在陡峭、土层薄的山坡上进行皆伐或强度择伐就会完全破坏森林的保水护坡作用,致使坡地坍滑,水土流失,因而在这里只适于进行有节制的择伐,并充分考虑到更新的问题,要保证采伐后一定的郁闭度。在森林的上、下限(至少在垂直高度 100 米的范围内)应严禁采伐。仅在林带中部林木郁密的较平缓坡地,为了适应工业用材之需要,可进行较强度的采伐,但在采伐后应保证进行有效的人工更新,否则林地就会沦为草甸,丧失其防护特性。总之,东天山森林的蓄积量与面积都是不多的,过去砍伐又较严重,故应合理地选择伐区,并向森林资源较丰富的阿尔泰林区开拓新的木材供应基地。

由于青、幼林很少,而且林相一般比较稀疏,在抚育采伐方面的任务并不严重。但可在林中伐除个别的枯立木,以供零星用材与卫生森林环境。

云杉林的天然更新较困难,应在林冠下实施促进天然更新措施,如局部刮除苔藓层及松土等,在过去的采伐迹地与火烧迹地上应进行有效的人工更新措施。由于雪岭云杉幼树的发育要求适度遮荫,故在空旷地上更新不良,在自然情况下,我们只是在次生的柳树丛中见到了最为良好的雪岭云杉更新的现象。不妨试行仿效“自然”,就是使林地先生长起柳树丛林(柳的无性繁殖更新一定会容易得多),以后在其中进行雪岭云杉的直播造林,使其幼树在柳树林冠的庇护下顺利地成长起来,随后即自然地或人为协助更替柳树。

必须加强对森林的保护,严格地施行护林防火制度,天山云杉林的病虫害一般虽不太严重(以小蠹虫与针叶锈病较多),但亦应注意防治。在林地放牧却往往严重地破坏了云杉的幼苗与幼树,因而应当调节放牧场,封禁幼林更新地放牧。这须要林、牧双方共同研究,合理解决。

东天山的森林与我国其他各地区的森林有着相差颇多的特点,因此为东天山的森林研究制订出一套既符合当前生产建设的需要与利益,又能适应森林自然特性的经营制度——抚育、采伐、更新与护林的规程,这是今后新疆天山各经营所与全体林业工作者的重大任务。

由于本区森林面积小,树种又很贫乏,不能充分满足对于它的有利自然特性的要求和经济的要求。因此扩大与改善森林资源的工作意义尤为深重。除应大力开展更新、造林与城乡绿化工作外,应该通过试验后大量引入外地的材质优良与适应环境的速生树种,并要在本区内部进行调剂。我们已经初步查明西伯利亚落叶松的局限分布主要是历史原因造成的,那么,就完全有可能通过试验,把这种材质极优的珍贵树种大量引向其他各区,尤其是在较为干旱的天山南路山地。可以在无林地或森林迹地上试行人工更新,使它们在森林带的上部或林带中较干旱的地段构成林分,而与雪岭云杉共同组成山地森林带。况且,自然已经证明,在现有的落叶松—云杉混交林中,雪岭云杉在其第二层也发育得很好,因而无论构成落叶松纯林或与云杉之混交林都有可能生长得好。这样就会大大地丰富与



改善东天山的森林资源。

在伊犁区除对现有的野生果林进行合理的抚育和改善（如促进其更新，改善林木组成，并试验选种与嫁接更有价值的品种，建立果树林场等等）措施外，还宜在条件适合的山坡与山谷中扩大野生果树林的面积。因为它们也起着重大的水源涵养和保土作用，并且可以作为食品工业和当地居民副业的原料基地。

此外，在东天山森林中许多副产利用事业大有可为。雪岭云杉与西伯利亚落叶松是许多贵重化工原料，在森林采伐的同时可利用伐木残遗物：树皮、枝梢、针叶等，用以生产单宁、饲料及多种化工原料。大力发展野生果树林则可建立园艺场和野果加工场等。在森林草甸与亚高山草甸中有着大量的药用植物资源，如现已大量采用的贝母，大黄等，尚有許多未加利用或未发现的种类亦应进行专门了解。

对于东天山森林和森林树种的生态特性与林型、寿命、生产力及更新等的研究还只是开始，为了迅速开展有效的森林经营活动，必须首先对上述问题有更深入更全面的了解，因而应当以现有各森林经营所为研究、试验之基点，并选定有代表性的重点经营所，作为定位研究站，结合生产实际工作，对东天山的森林进行深入系统的研究。

统一书号: 13031·1247

定 价: 2.45 元